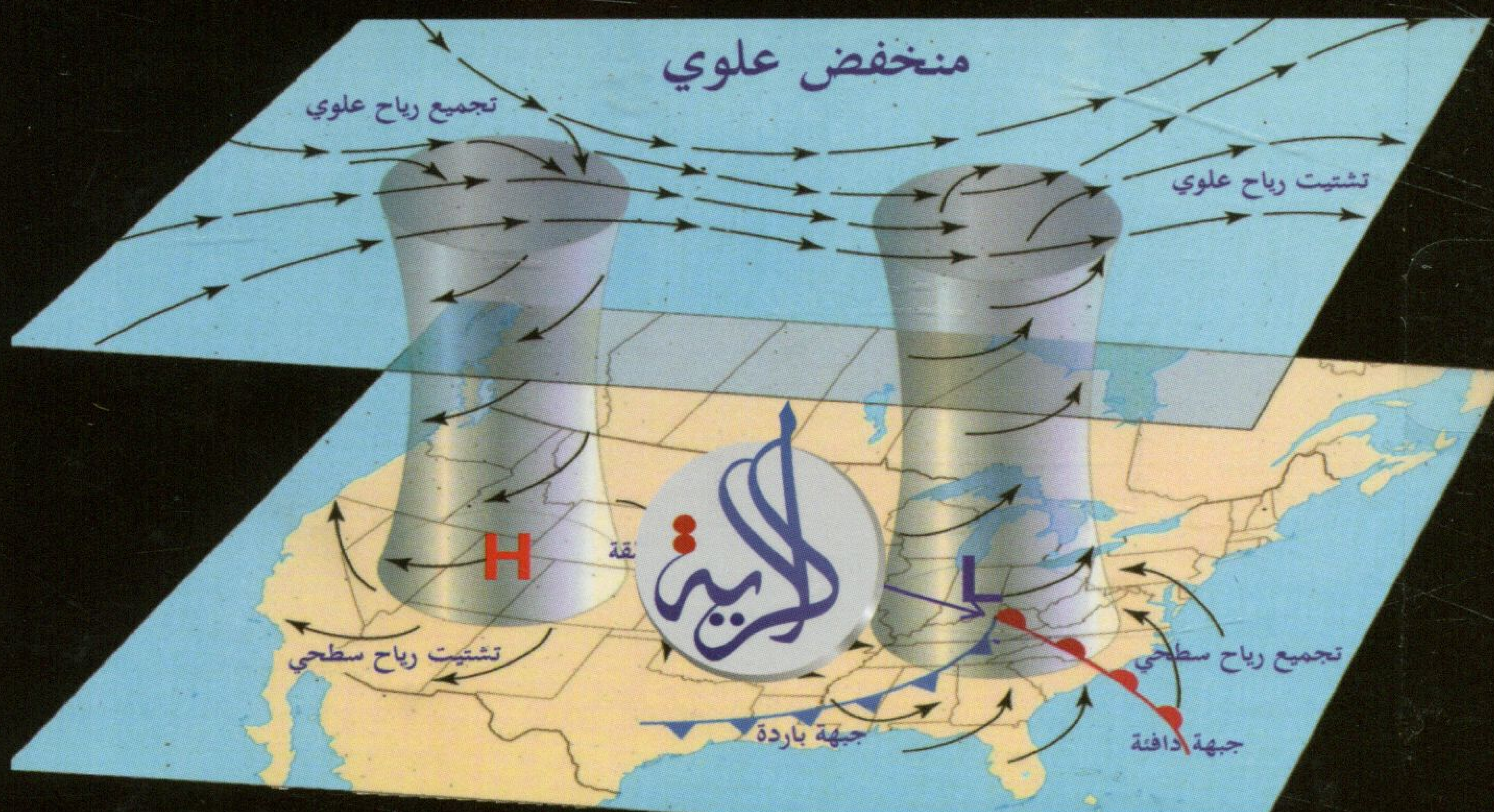
مفاهيم
علم المناخ الشمولي
ونظرياته

الدكتور
سالار علي خضر الدزيي





دار الراية للنشر والتوزيع
DAR AL RAYA For Publication & Distribution
عمان - الأردن TEL: 00962 6 5338656
E mail: dar_alraya@yahoo.com



دار الراية للنشر والتوزيع
DAR AL RAYA For Publication & Distribution
عمان - الاردن TEL: 00962 6 5338656
E mail: dar_alraya@yahoo.com

مفاهيم علم المناخ
الشمولي ونظرياته

مفاهيم علم المناخ الشمولي ونظرياته

الدكتور سالار علي خضر الدزيي

الطبعة الأولى
2014



المملكة الأردنية الهاشمية
رقم الإيداع لدى دائرة
المكتبة الوطنية(2014/3/1095)

سالار علي الدزيي 551.6
مفاهيم علم المناخ الشمولي ونظرياته
– عمان: دار الراية للنشر والتوزيع ، 2014
(272)ص.
ر.أ. : 2014/3/1095
ردمك: ISBN 978-9957-579-30-2
الواصفات: //المناخ//البيئة الطبيعية/
* إعدادات دائرة المكتبة الوطنية لبيانات الفهرسة والتصنيف الأولية



دار الراية للنشر والتوزيع
الأردن-عمان
شارع الجمعية العلمية الملكية - المبنى الإستثماري الأول للجامعة الأردنية
هاتف: 5338656 فاكس:96265348656+
ص.ب 2647 الجبيهة. الرمز البريدي 11941 عمان. الأردن
Email:dar_alraya@yahoo.com

بسم الله الرحمن الرحيم

أَلَمْ تَرَوْا كَيْفَ خَلَقَ اللَّهُ سَبْعَ سَمَاوَاتٍ طِبَاقاً

نوح (15)

إهداء الى روح والدي الحبيب..

فهرست المواضيع

المقدمة

يعد المناخ الشمولي (السينوبتيكي) احد الفروع الرئيسية لعلم المناخ والذي يعتمد على الخارطة الطقسية لأستخراج المتغيرات الخاصة بالمنظومات الضغطية السطحية والعليا فضلا عن استخراج بيانات درجات الحرارة والضغط الجوي وسرعة واتجاه الرياح والرطوبة النسبية...الخ من المعلومات الجوية، ويمكن ان تعد الخارطة الطقسية كتاب يحوي العديد من المعلومات عن حالة الجو.

والهدف الاساسي لهذا العلم هو محاولة التنبؤ بحالة الجو للساعات او للايام وحتى للسنوات القادمة. فعلى سبيل المثال اذا قمنا بدراسة الحالة الشمولية المسؤولة عن زيادة التساقط او قلة التساقط او هبوب عواصف غبارية او عواصف مطرية شديدة مثلا من حيث المنظومات الضغطية المرافقة لها فاننا نستطيع ان نتنبأ بمواعيد تكرار هذه الظواهر في حال توفرت نفس الظروف الشمولية التي رافقتها.

والمتتبع للمنظومات الضغطية على الخارطة الطقسية السطحية او العليا سيلاحظ التغيرات السريعة التي تعتري تلك المنظومات من وقت إلى آخر على المقياس الصغير (الساعات والأيام) والمقياس الكبير (الأشهر والمواسم)، ويترافق مع هذه التغيرات تبدلات طقسية سريعة احيانا وبطيئة احيانا اخرى، لذلك فان فهم تغيرات هذه المنظومات سيساهم كثيرا في تطور معلوماتنا عن الطقس والمناخ وفي تقدم عمليات التنبؤ الجوي.

يُدرس اختصاص المناخ الشمولي في أقسام الجغرافية بشكل مفصل في مرحلة الدراسات العليا، كما ان اساسيات هذا العلم تدرس ايضا في الدراسات الأولية (مرحلة البكلوريوس)، ويكون بشكل قسم قائم بذاته في الكليات العلمية تحت اسم قسم الأنواء الجوية (Meteorology).

والمتتبع لعلم المناخ الشمولي يلاحظ ان هذا العلم مر بمراحل تطور عديدة حتى وصل الينا بالشكل الحاضر، فأول نظرية للدورة العامة للرياح ظهرت في عام 1686م ثم مرت بعدة مراحل تطورية، ونظرية الجبهة القطبية النرويجية التي ظهرت في العام 1918م والتي تعرضت ايضا لعدة تعديلات، ونفس الكلام ينطبق على التيار النفاث الذي درس اول مرة في عام 1924م من قبل اليابانيين ثم تبعتها دراسات اوربية وامريكية اكثر حداثة، وان هذا التطور في علم المناخ الشمولي شمل ايضا الظواهر الشمولية كذبذبة شمالي الاطلسي وظاهرة النينو. لذلك فان هذا الكتاب عرض المراحل التاريخية التي شهدت تطور هذا العلم مع شرح مفصل لكل الانظمة الضغطية والظواهر الشمولية.

وما كتب عن موضوع المناخ الشمولي محدود في المكتبة العربية ولكن توجد العديد من المصادر الانكليزية عن هذا الموضوع، فأي عملية مراجعة لما كتب عن هذا الموضوع في المكتبات الانكليزية سيجد العديد من الأبحاث والكتب التي تناولت ادق التفاصيل في هذا العلم.

وقد عرض هذا الكتاب جميع المواضيع الخاصة بالمناخ الشمولي سواء ما يتعلق بالمنظومات الضغطية السطحية أو العليا حتى يكون عون لطلبتنا الأعزاء و أيضا للمتنبئين الجويين العاملين في دوائر الرصد الجوي.

يتألف الكتاب من خمسة فصول، تناول الفصل الاول اساسيات علم المناخ الشمولي والمتمثلة في نظريات الدورة العامة للرياح، والعوامل المؤثرة على حركة الرياح في المنظومات الضغطية، وانواع الكتل الهوائية، وتعريف بالخارطة الطقسية. وتناول الفصل الثاني مفهوم المرتفعات الجوية وانواعها والعوامل المسؤولة عن تكوينها، وتناول الفصل الثالث مفهوم المنخفضات الجوية وانواعها والعوامل المسؤولة عن تكوينها. في حين تناول الفصل الرابع مفهوم طبقات الجو العليا من حيث مستويات الضغط الثابت (1000-850-700-500-300-200) ملليبار، وتناول هذا الفصل ايضا موضوع التيارات النفاثة. أما الفصل

الخامس فقد خُصِصَ لدراسة بعض الظواهر المناخية الشمولية كظاهرة النينو وظاهرة ذبذبة شمالي الأطلسي وظاهرة الركود الهوائي.

ولا يسعني الا ان اقدم اجمل تعابير الشكر لزميلتي الدكتورة بشرى احمد جواد (اختصاص المناخ الشمولي) لتفضلها بتقييم الكتاب علميا. كما اتقدم بالشكر الى الدكتورة جنان قحطان فرحان لتقييم الكتاب لغويا. وكما اتقدم بالشكر الى كل من تعلمت منهم من خلال مؤلفاتهم في مجال علم المناخ الشمولي. والشكر ايضا لدار الراية للنشر والتوزيع (عمان-الاردن) لموافقتها على نشر الكتاب.

وقد عُزز الكتاب بالعديد من الاشكال والخرائط التي رسُمِت من قبل المؤلف بالاعتماد على مصادر مختلفة، والتي تهدف الى ايصال المفاهيم المتعلقة بالمناخ الشمولي بشكل واضح للقارئ الكريم. وختاما ارجوا ان يساهم هذا الكتاب مساهمة فاعلة في أثراء المعلومات لجميع المهتمين والدارسين لعلم المناخ الشمولي، وفي خدمة عمليات التنبؤات الجوية...وما توفيقي الا من الله سبحانه وتعالى.

المؤلف

بغداد

الفصل الأول

أساسيات علم المناخ الشمولي

- علم المناخ الشمولي.
- نظريات الدورة العامة للرياح.
- العوامل المسؤولة عن حركة الرياح في المنظومات الضغطية.
- الكتل الهوائية.
- الخارطة الطقسية.

علم المناخ الشمولي (الساينوبتيكي)

المناخ الشمولي (الساينوبتيكي) فرع من فروع علم المناخ، والذي يهتم بدراسة الغلاف الجوي من حيث المنخفضات والمرتفعات الجوية والجبهات الهوائية وطبقات الجو العليا. وكلمة ساينوبتك (Synoptic) ذات اصل يوناني وتتألف من مقطعين: الاول (Syn) بمعنى سوية و(Optic) بمعنى يرصد في آن واحد [1]، وتعني ايضا الرؤيا المشتركة لظروف الطقس لمناطق واسعة تنتشر فيها محطات الرصد الجوي بأستخدام مقاييس وأدوات موحدة متفق عليا دوليا [2].

وهذا يعني انه لرسم خارطة طقسية لابد من تكون البيانات الطقسية مأخوذة في وقت واحد. ويسمى علم المناخ الشمولي ايضا بالمناخ الحركي او الديناميكي (Dynamic) على اعتبار انه يتعامل مع غلاف جوي متحرك ومع منخفضات ومرتفعات جوية دائمة الحركة.

واهم ما يميز هذا العلم هو حاجته الى التعاون الدولي لتبادل البيانات الطقسية، اذ ان هذا العلم يفقد قيمته العلمية في حال عدم حصول تبادل للمعلومات الجوية بين الدول المتجاورة. لذلك فان الحيز المكاني لهذا العلم ضروري جدا، لذلك قسم الباحثين دراسات الغلاف الجوي الى اربعة مقاييس رئيسية هي كالاتي 3:

1. **المقياس الارضي:** وهو الذي يغطي مسافات واسعة من الكرة الارضية بالاف الامتار (تقريبا 3000كم فأكثر) ويستمر من عدة ايام الى اسابيع وتتمثل في امواج روسبي.

---

[1] حازم توفيق العاني، ماجد السيد ولي محمد، خرائط الطقس والتنبؤ الجوي، مطبعة جامعة البصرة، العراق، 1985، ص 44

[2] نعمه محسن الفتلاوي، الانواء التحليلية، دار الفراهيدي للنشر والتوزيع، بغداد، العراق، 2013، 18

[3] المصدر نفسه، ص 19-21

2. **المقياس الساينوبتيكي:** والتي تنحصر بين مئات الى عدة الاف من الكيلومترات (100–3000كم) ولمدة زمنية تتراوح بين عدة ساعات الى عدة ايام مثل المنخفضات والمرتفعات الجوية.

3. **المقياس المتوسط:** والذي يتراوح مداه بين (2–100كم) مثل نسيم البر والبحر والعواصف الرعدية وجميع الظواهر التي يتراوح عمرها الزمني بين بضع دقائق الى يوم واحد.

4. **المقياس الدقيق:** وهو اصغر مقياس بين المقاييس الجوية حيث لا يتعدى حجم الظاهرة الجوية سوى عدة امتار ولمدة عدة ثواني الى عدة دقائق مثل الاضطرابات الصغيرة.

وتعود بدايات هذا العلم الى العام 1820م عندما حاول العالم Brandes وضع اول خريطة للطقس بتجميع الرصدات المأخوذة في اوربا ليوم 6 آذار من عام 1783م، ويعد العالم الالماني Dove اول من وضع في عام 1827م مفهوم علم الارصاد الشمولي (الساينوبتيكي).

ونلاحظ من ذلك ان هذا العلم قديم جدا حيث ساهمت جهود العلماء في تطويره بشكل كبير جدا وتحديدا العالم بيركنز صاحب نظرية الجبهة القطبية التي ظهرت في عام 1918م تلك النظرية التي كان لها الدور الفعال في دقة التنبؤات الطقسية، وصولا الى العالم روسبي الذي باكتشافه للأمواج العليا في اربعينيات القرن العشرين فقد ساهم بدور كبير جدا في فتح افاق جديدة لعلم المناخ الشمولي.

ونظرا لأن هذا العلم يقوم على اساس النظرة الشمولية الواسعة للحالة الجوية لذلك سنبتدأ بموضوع الدورة العامة للرياح والتطورات الذي حدثت في مجال نظريات الدورة العامة للرياح.

نظريات الدورة العامة للرياح:

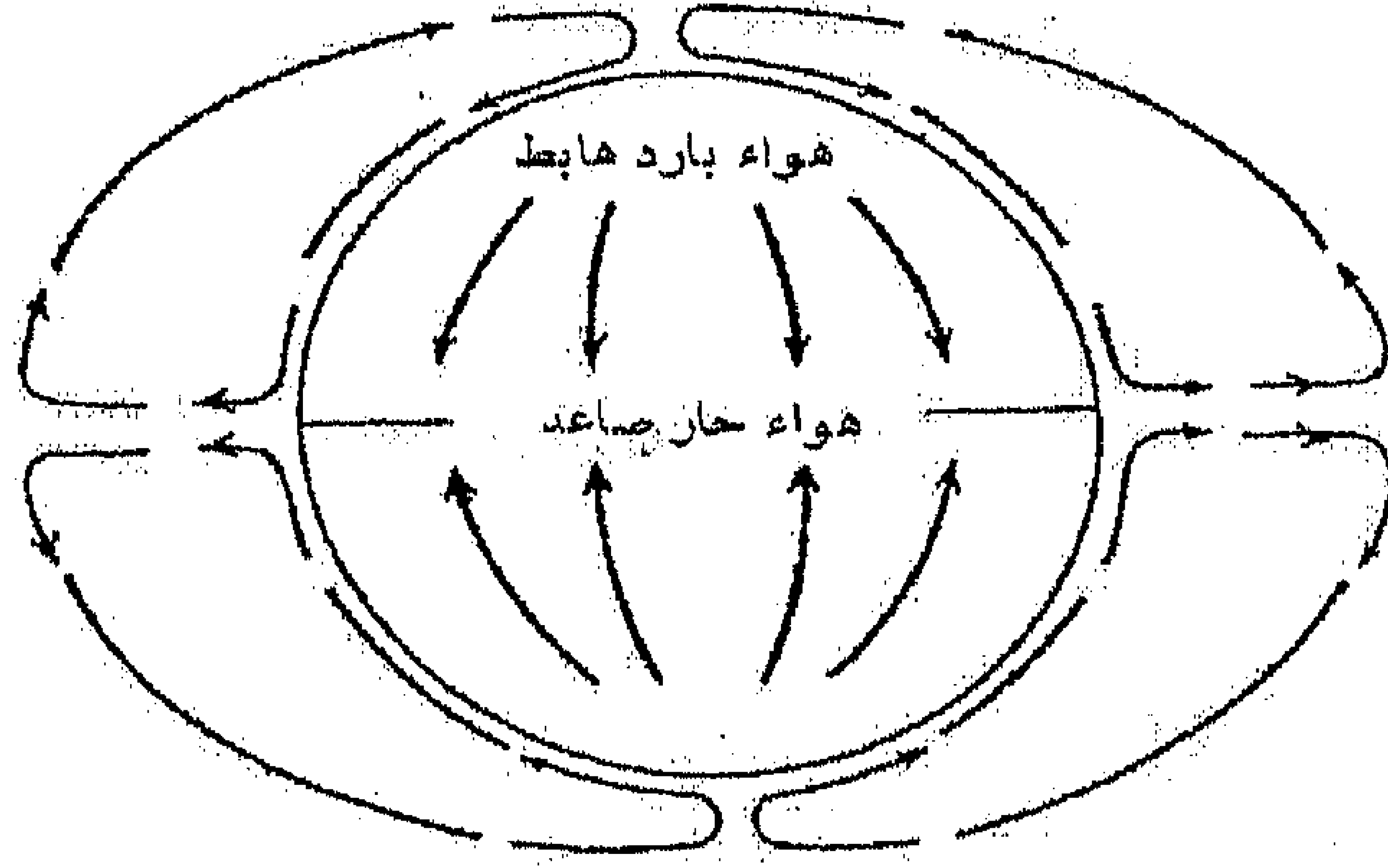
الدورة العامة للرياح:

وهي عملية واسعة تنتقل بموجبها الطاقة من العروض المنخفضة الدافئة الى العروض العليا الباردة، ولولا وجود هذه الدورة لأصبحت العروض المنخفضة شديدة الحرارة والعروض العليا شديدة البرودة بحيث لا يمكن للكائنات الحية العيش فيهما. وعلى الرغم من ان فكرة الدورة العامة للرياح بسيطة جدا لكونها تعمل بتأثير اختلاف درجات الحرارة بين دوائر العرض المختلفة، الا ان الانحرافات التي تتعرض الرياح أثناء انتقالها بين تلك العروض هو الذي جعل العلماء يحاولون تفسير أسباب انحراف تلك الرياح مما ادى في النهاية الى ظهور العديد من النظريات المتعلقة بالدورة العامة للرياح والتي سنعرضها حسب ترتيبها الزمني.

اولا: نظرية ادموند هالي:

يعد النموذج الذي قدمه العالم الفلكي ادموند هالي (E. Halley) في عام 1686م اول النماذج التي وضعت للحركة الجوية، فبموجب هذه النظرية فان للكرة الارضية خليتان شكل (1)، تتحرك فيها الرياح واحدة في نصف الارض الشمالي والثانية في نصف الارض الجنوبي معتمدا على توزيعات الاشعاع الشمسي على سطح الارض والتوزيعات الحرارية، فنتيجة لشدة التسخين في العروض المنخفضة سيتمدد الهواء ويصعد بشكل تيارات ليهبط في العروض العليا وبالمقابل سيتحرك الهواء في العروض العليا الباردة ليحل محل الهواء الصاعد في خط الاستواء، غير ان هالي لم يتمكن من تفسير سبب هبوب الرياح التجارية من الشمال الشرقي او من الجنوب الشرقي لكونه لم ياخذ دوران الارض بعين الاعتبار [1].

[1] عليَ حسن موسى، المناخ والارصاد الجوية، منشورات جامعة دمشق، 2002-2003، ص 277

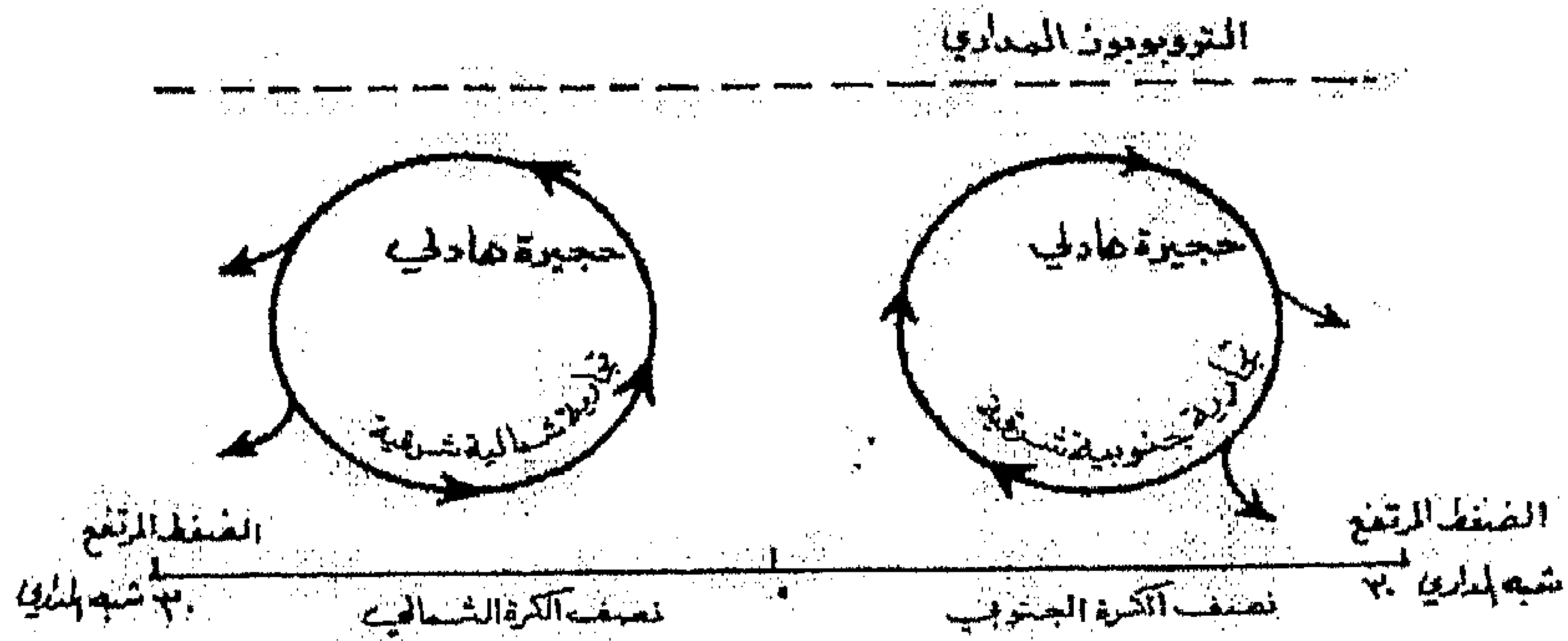


شكل (1)

خلية هالي الحرارية للحركة الجوية على ارض ثابتة

المصدر: علي حسن موسى، اساسيات علم المناخ، دار الفكر ، دمشق، سورية، 2004، ص 101.

وفي عام 1735م اوضح العالم البريطاني جورج هادلي (G. Hadley) التاثير الذي يمارسة دوران الارض في الرياح المتحركة فوقها مفسرا هبوب الرياح التجارية من الشمال الشرقي (في نصف الارض الشمالي) او من الجنوب الشرقي (في نصف الارض الجنوبي) نحو خط الاستواء [1]، شكل (2).



شكل (2)

خلية هادلي للحركة الجوية

المصدر: علي حسن موسى، اساسيات علم المناخ، مصدر سابق، ص 102.

[1] المصدر نفسه، 277

وفي عام 1856م قدم فرل (Ferrel) انموذجا افضل من سابقيه حيث يتالف من ثلاث حجيرات طويلة الشكل تظهر فيها احزمة الرياح الغربية كما ان تور بيرجيرون (T. Bergeron) في عام 1928م اقترح ايضا نموذجا يتالف من ثلاث خلايا. وقد عدل روسبي (Rossby) في عام 1941م دورة فرل ودورة بيرجيرون مقدما تعديلا حراريا حركيا مفسرا الحركة الجوية العامة ضمن انموذج مؤلف من ثلاث خلايا هي [1]:

1. خلية مباشرة (خلية مدارية) بين خط الاستواء ودرجة عرض 30° وهي خلية حرارية (خلية هادلي).
2. خلية غير مباشرة (خلية العروض الوسطى) بين خطي عرض 30°-60° درجة.
3. خلية مباشرة (خلية قطبية).

ويلاحظ ان مناطق تلاقي الخلايا الثلاث تتكون فيها اربع منظومات ضغطية تحيط تقريبا بالكرة الارضية اثنتان منها منخفضات جوية واثنتان مرتفعات جوية، فالتقاء الخليتين المدارية في خط الاستواء يكونان المنخفض الاستوائي والتقاء الخلية المدارية مع خلية فرل يكونان المرتفع شبه المداري، والتقاء خلية فرل مع الخلية القطبية يكونان المرتفع القطبي.

وفيما يأتي ذكر لهذه المنظومات الضغطية التي تؤلف الدورة العامة للرياح شكل (3):

1. نطاق الضغط المنخفض الاستوائي:

يمتد هذا النطاق بين دائرتي عرض 5° شمالا وجنوبا، وينخفض الضغط الجوي بسبب شدة التسخين في هذه المنطقة مكونا منخفضا حراريا، ويتمركز هذا المنخفض في منطقة تلاقي الخليتان المداريتان الشمالية والجنوبية في خط الاستواء.

---

[1] المصدر نفسه، 279

2. نطاق الضغط المرتفع شبه المداري:

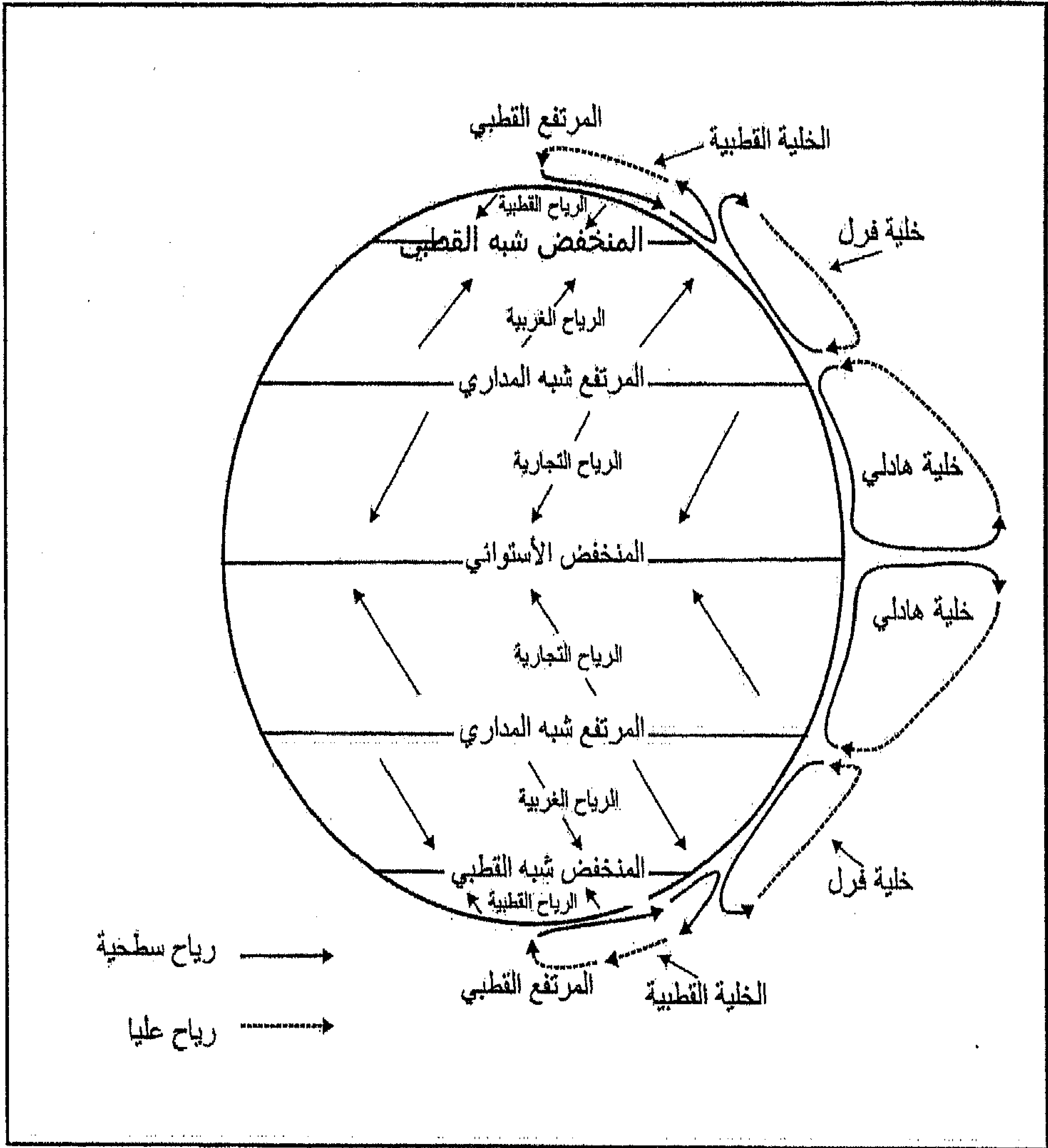
يمتد هذا النطاق بين دائرتي عرض 25°-35° شمالا وجنوبا، ويكون الضغط الجوي مرتفعا بسبب هبوط التيارات الهوائية من الاعلى وانضغاطها على السطح مكونة مرتفع جويا حركيا، ويتمركز هذا المرتفع في منطقة تلاقي خلية هادلي مع خلية فرل في نصف الارض الشمالي.

3. نطاق الضغط المنخفض شبه القطبي:

يمتد هذا النطاق بين دائرتي عرض 60°-65° شمالا وجنوبا، وينخفض الضغط هنا بسبب تلاقي الرياح الباردة القادمة من القطبين مع الرياح الدافئة القادمة من المنطقة شبه المدارية وبالتالي تتكون جبهة هوائية يصعد فيها الهواء شبه المداري الدافئ للأعلى مكونا منخفضا حركيا (جبهويا) على السطح، ويتمركز هذا المنخفض في منطقة تلاقي خلية فرل مع الخلية القطبية في نصف الارض الشمالي.

4. نطاق الضغط المرتفع القطبي:

يمتد هذا النطاق في القطبين الشمالي والجنوبي، ويرتفع الضغط الجوي هنا بسبب انخفاض درجات الحرارة وانكماش الهواء وزيادة ضغطه مكونا مرتفعا حراريا، وهذا المرتفع يمثل القسم الشمالي للخلية القطبية في نصف الارض الشمالي.



شكل (3)

الدورة العامة للرياح

المصدر:المؤلف

النظريات الخاصة بدورة الرياح الاستوائية[1] :

ظهرت العديد من النظريات التي فسرت الدورة العامة للرياح في خط الاستواء وهي كالاتي:

1- نظرية فلشر (Fletcher):

اقترح فلشر في عام 1945 ان انطلاق الحرارة الكامنة ستعمل على تسخين الغلاف الجوي، كما ان هناك عملية تبريد تحدث نتيجة للتبخر في المستويات السفلى من الغيوم الاستوائية وبالاظافة الى التبريد الاشعاعي* (Radiational Cooling) الذي يحدث في قمم الغيوم، وعندما تصل عملية تبريد الهواء الى درجة كبيرة وكافية فأن الحقل اللولبي سيعكس اتجاهه ليتحول خط الاستواء الى مصدر تبريد حيث يخرج الهواء البارد منه نحو نصفي الكرة الارضية. مما يؤدي الى نشوء خلايا دورانية جديدة ونشوء نطاقان لتجمع الهواء لاحظ الشكل (4-ب).

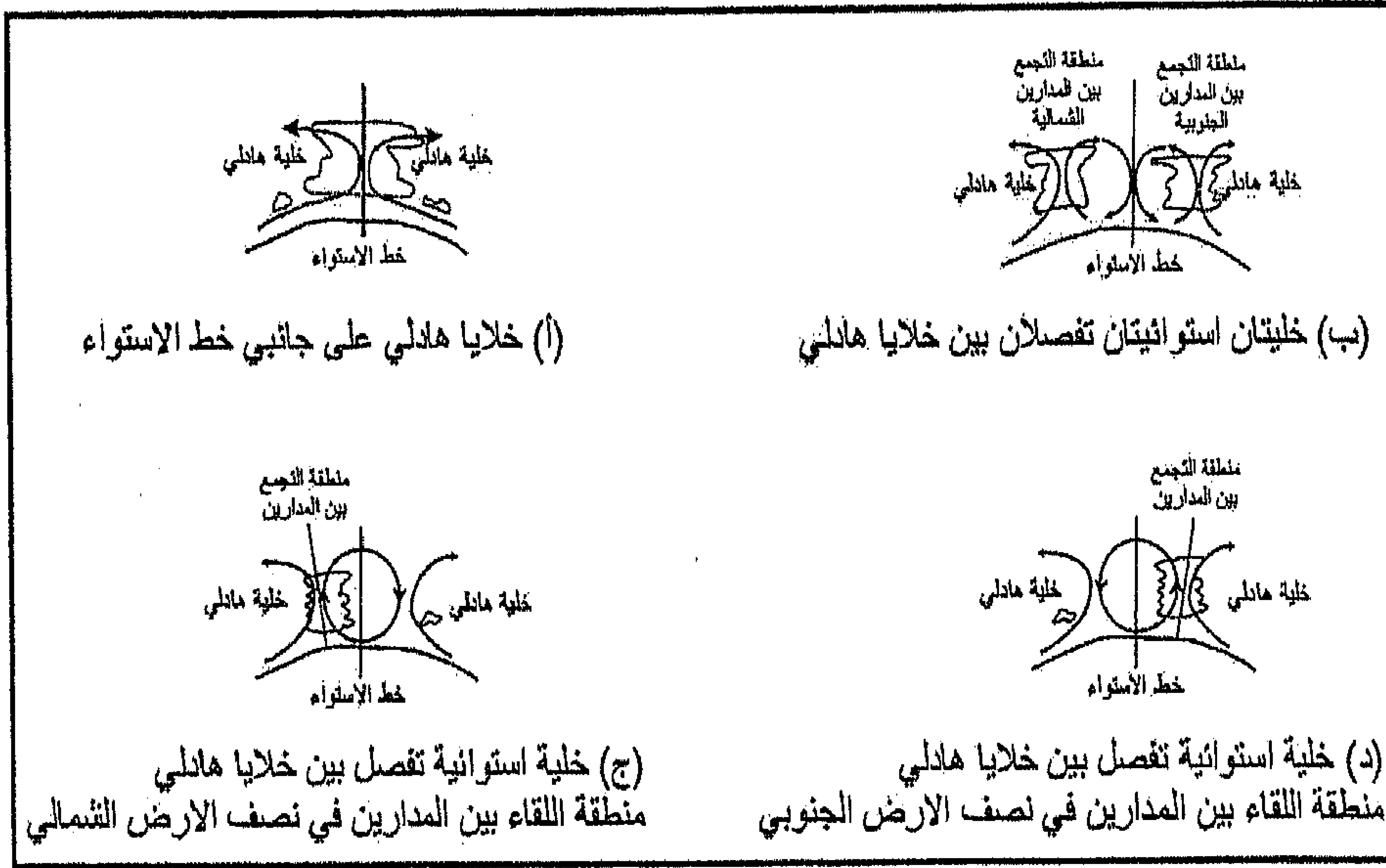
2- نظرية اسناني (Asnani):

في عام 1968 قدم اسناني موديل آخر للدورة العامة للرياح في المنطقة الاستوائية، حيث افترض وجود خلية استوائية واحدة تفصل بين خلايا هادلي، ففي الخلية الواحدة سيصل الهواء الى الاستواء من الطبقات السفلى ثم يرتد في طبقات الجو العليا وبالتالي ستتكون خلية لها جانبان الاول يتميز بتيارات صاعدة والثاني يتميز بتيارات هابطة فاذا ترافق الجانب الصاعد من الخلية الاستوائية مع نطاق التجمع المداري فأن ذلك سيؤدي الى تكون الغيوم، في حين ينعدم تكون الغيوم على الجانب الهابط من الخلية الاستوائية لاحظ الشكل (4-ج) (4- د).

---

[1] Jen-Hu, Chang Atmospheric Circulation Systems and Climates, First Published, the Oriental Publishing Company, Honolulu, Hawaii, USA, 1972, p.49-52.

* التبريد الاشعاعي: هو فقدان الحرارة عن طرق الانعكاس.



شكل (4)

موديلات الدورة العامة الاستوائية.

المصدر: Jen-Hu, Chang Atmospheric Circulation Systems and Climates, op. cit., p.50

3- نظرية جوهانسون ومورث (Johnson and Morth):

قدم كل من جوهانسون ومورث ثلاثة موديلات اساسية للدورة الاستوائية العامة، وهي المجرى الاستوائي، والجسر الاستوائي، والانحراف الاستوائي، وفيما ياتي وصف لكل موديل:

أ- المجرى الاستوائي (Equatorial Duct):

وهي تمثل الوضع الاساسي السائد حيث تتقابل المرتفعات شبه المدارية عند خط الاستواء وتنفصل باخدود المنخفض الاستوائي ونتيجة لهذه الوضعية فأن نطاق اللقاء مابين المدارين سيتمركز في مدخل المجرى، لاحظ الشكل (4-أ)، حيث يحدث اللقاء بين الرياح التجارية لنصفي الكرة الارضية من خلال زاويةِ كبيرة حيث تتطور كل من الغيوم والامطار. وبشكل عام فان شدة نطاق

اللقاء بين المدارين سيتحدد من خلال شدة واستمرارية المرتفعات شبه المدارية فضلا عن التأثير القادم من الجانب القطبي لهذه المرتفعات.

ب- الجسر الاستوائي (Equatorial Bridge):

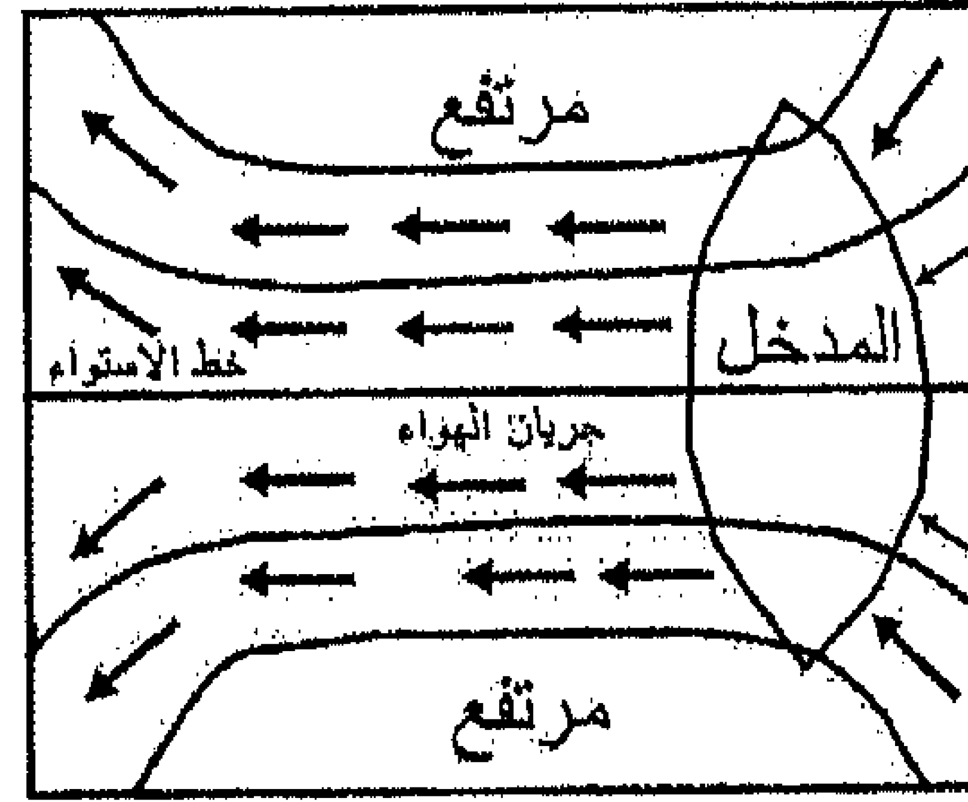
في حالة الجسر الاستوائي فأن المنخفضين الاستوائيين سيتقابلان عبر خط الاستواء وبذلك ستتسبب في هبوب الغربيات الاستوائية لاحظ الشكل (4- ب)، والامطار هنا ستكون شديدة في المدخل حيث يكون تجمع الهواء على اقصاه، وبشكل عام فان هذه النوع من الجريان الهوائي نادر الحدوث.

ت- الانحراف الاستوائي (Equatorial Drift):

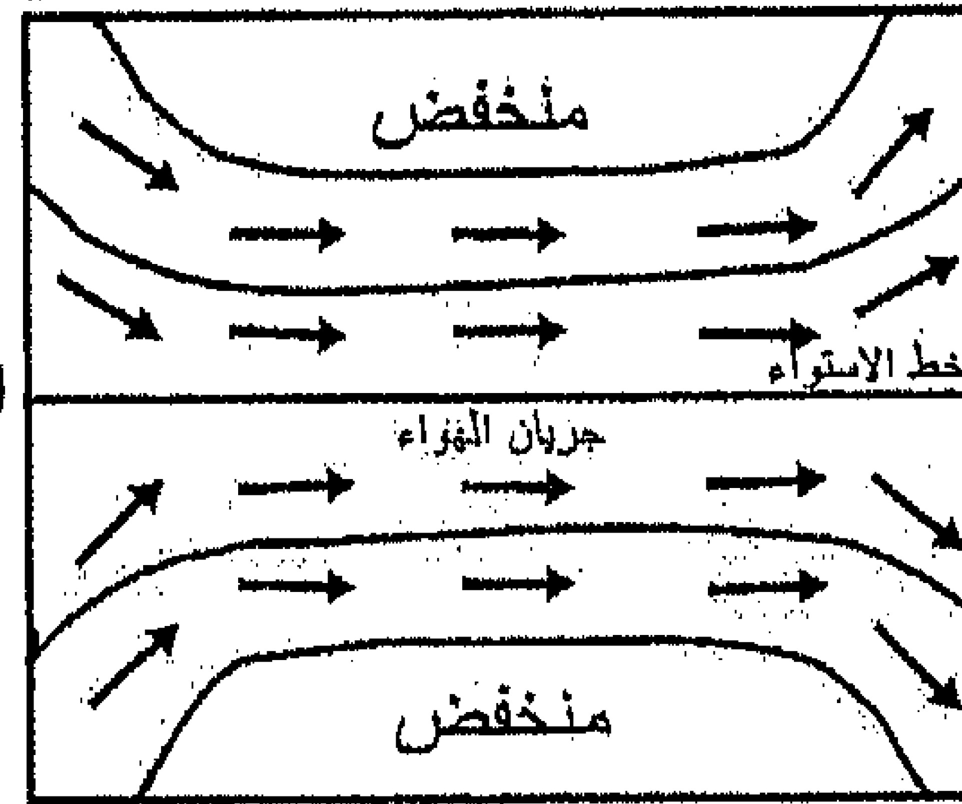
يحدث الانحراف الاستوائي عندما يتقابل مرتفع جوي في نصف الارض مع منخفض جوي في النصف الاخر ويلتقيان عند خط الاستواء، لذلك فأن جريان الهواء على الجانب الاستوائي من المنخفض الجوي سيكون غربيا على نطاق واسع من خط الاستواء مثل الموسميات الصيفية في جنوب آسيا. سيحدث هبوط للهواء في المرتفع الجوي مما ينتج طقسا جافا سيظهر ولكن عندما تنحرف الرياح نحو المنخفض الجوي ستحدث عملية تجمع هوائي في التيار الغربي السائد لاحظ الشكل (5- ج).

وعليه فأن الموديلات الثلاثة التي قدمها كل من جوهانسون ومورث من الممكن ان تتطابق مع الدورة الهوائية العمودية الاستوائية، فالمجرى الاستوائي يمثل النظرية التقليدية للدورة العامة للرياح، كما ان الجسر الاستوائي يسود اثناء تكون خليتان هوائيتان في خط الاستواء والتي اقترحها فلشر،في حين ان الانحراف الاستوائي يتطابق مع النظرية التي قدمها اسناني.

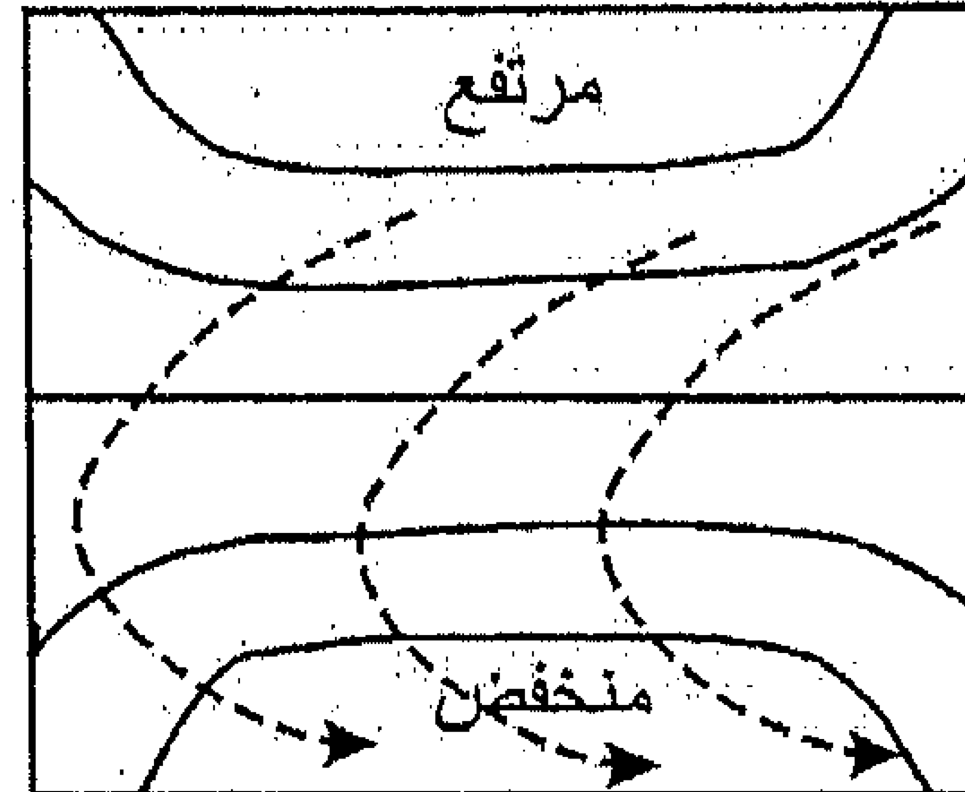
(أ) المجرى الاستوائي



(ب) الجسر الاستوائي



(ج) الانحراف الاستوائي



شكل (5)

نماذج لجريان الرياح في المنطقة الاستوائية.

المصدر:

Jen-Hu, Chang Atmospheric Circulation Systems and Climates, op. cit., p.51

4- نظرية منطقة اللقـاء بـين المـدارين الثنائيـة (Double Intertropical Convergence Zone):

في عام 1969 قدم كل من هوبرت وكروجر و وينستن بحثا تحت عنـوان (منطقة اللقاء بين المدارية الثنائيةـــ حقيقة ام خيال) [1] ، وكان البحث مؤلف من صفحتين فقط. حيث توصلوا الى وجود منطقتان التقاء بين المدارين واعتمدوا في عملية البحث على الصور الفضائية لتجمع احزمة الغيوم في المنطقة الواقعة بـين المدارين، الخارطة (1).

وتوصلوا الى حقيقة الى ان منطقة اللقاء بين المدارين الثنائية ليست ظاهرة واضحة حول الكرة الارضية وانما تظهر فقط في مناطق محـددة وخـلال مواسـم معينة.

واكتشفوا وجود منطقتين تتكون فيهما منطقة اللقاء بين المـدارين الثنائيـة الاولى في غرب المحيط الهادي والثانية في شرق المحيط الهادي، وتوصـلوا الى عـدم تكون ظاهرة منطقة اللقاء بين المـدارين الثنائيـة في كـل مـن المحـيطين الاطلسـي والهندي.

لاحقا ساهم هذا البحث بصورة كبيرة في توجيه انظار الباحثين نحو هذه الظاهره، وظهرت العديد من الدراسات حول هذا الموضوع واستطاع كـل مـن كرودسكاي وكارتون (Grodsky & Carton) في عام 2001 م وليـو (Liu) في عام 2002 م من اكتشاف منطقة التقاء جنوب خط الاستواء في غرب المحـيط الاطلسي خلال فصل الصيف الشمالي [2].

---

[1] L. F. Hubert, A. F. Krueger, and J. S. Winston, The double intertropical convergence zone - fact or fiction, Journal of Atmosphere. Science. 26, 1969, p.771– 773.

[2] Xuehong Zhang, Wuyin Lin, and Minghua Zhang, Toward understanding the double Intertropical Convergence Zone, pathology in coupled ocean-atmosphere general circulation models, Journal of Geophsical Research, Vol. 112, D12102, 2007.

وبذلك اكتشف نطاقان لتجمع الهواء في المنطقة بين المدارين، اطلق على الأولى اسم منطقة اللقاء بين المدارين الشمالية (Northern Intertropical Convergence Zone) لوقوعها شمال خط الاستواء، والثانية منطقة اللقاء بين المدارين الجنوبية (southern Intertropical Convergence Zone) لوقوعها جنوب خط الاستواء.

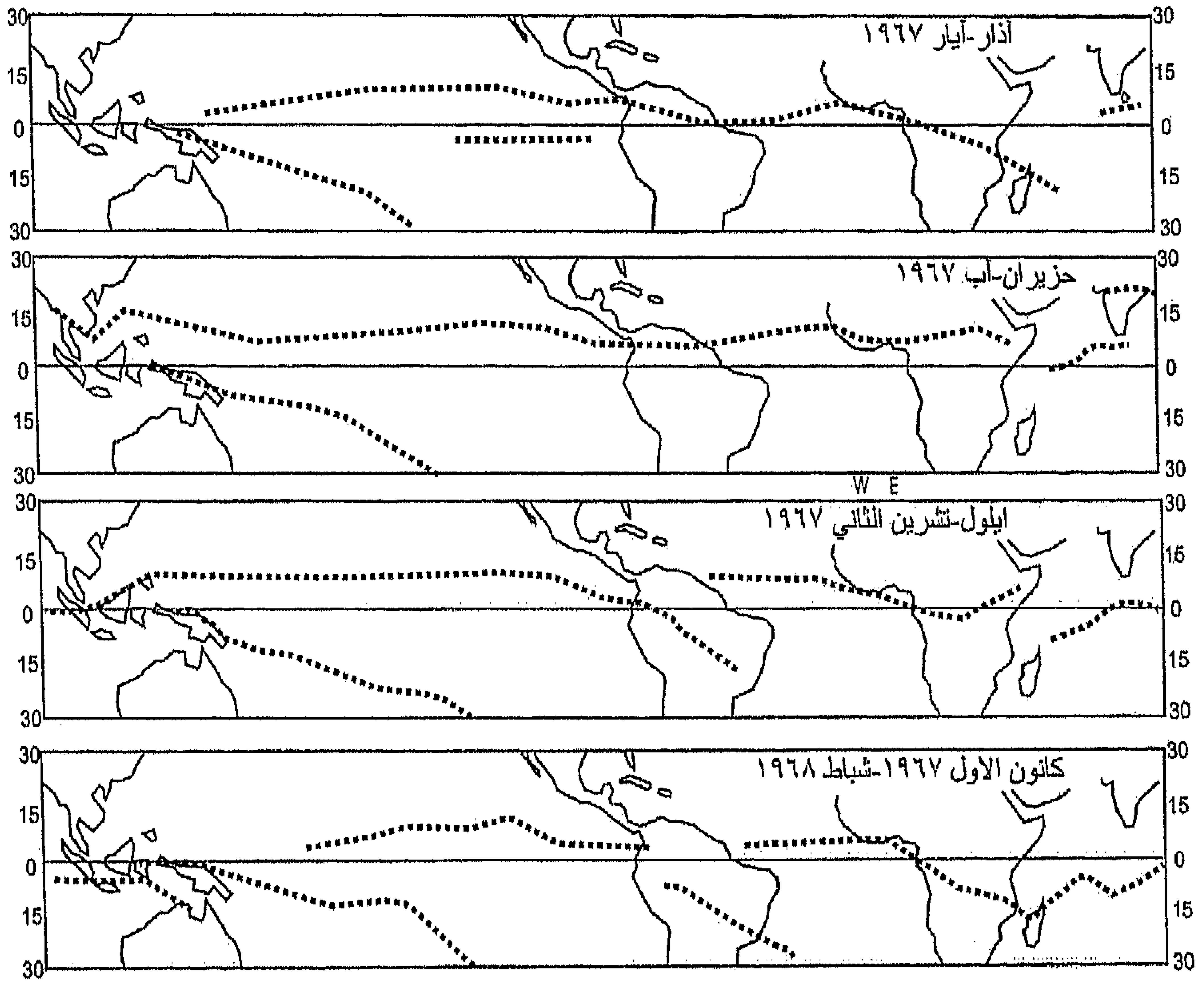
وتتميز منطقة اللقاء بين المدارين الجنوبية بكونها اضعف من منطقة اللقاء بين المدارين الشمالية، ولهذا السبب كان من الصعب تحديدها في السابق، ويعود السبب في ضعفها لكونها تهب فوق مياه باردة والتي تصعد من الطبقات السفلى من المحيطات الجنوبية (جنوب خط الاستواء) وفوق هذه المياه الباردة فأن تيارات الحمل لا تتمكن من الصعود عاليا كما لو كانت فوق مياه دافئة لذلك فأن البحار الدافئة تتميز برياح خفيفة، لذلك فأن الهواء القادم من الجنوب ستنخفض سرعته عند وصوله الى خط الاستواء وهذا ما يكون منطقة اللقاء بين المدارين لأن الهواء سينضغط معا. واهم ما يميز منطقة اللقاء بين المدارين الجنوبية هو عدم وجود رياح شمالية وجنوبية تلتقي لتكون هذا النطاق كما في منطقة اللقاء بين المدارين الشمالية، وانما تتألف منطقة اللقاء بين المدارين الجنوبية من رياح جنوبية متجهة نحو خط الاستواء وكما تتميز منطقة اللقاء بين المدارين الجنوبية بحركة رياح معاكسة لأتجاه عقارب الساعة [1].

وعندما يتكون منطقة اللقاء بين المدارين الثنائية فأن انبعاج المرتفع الجوي يفصل بين النطاقين [2].

---

[1] http://www.sciencedaily.com/releases/2002/07/020710081801.htm

[2] S. George Philander, Encyclopedia of Global Warming, Volumes 1 – 3, Sage Publications, Inc., 2008, p.325.



خارطة (1)

التوزيع الموسمي للتغيم في المنطقة بين المدارية توضح عليها منطقة اللقاء بين المدارية الثنائية (الخطوط المنقطة تمثل نطاقات الغيوم).

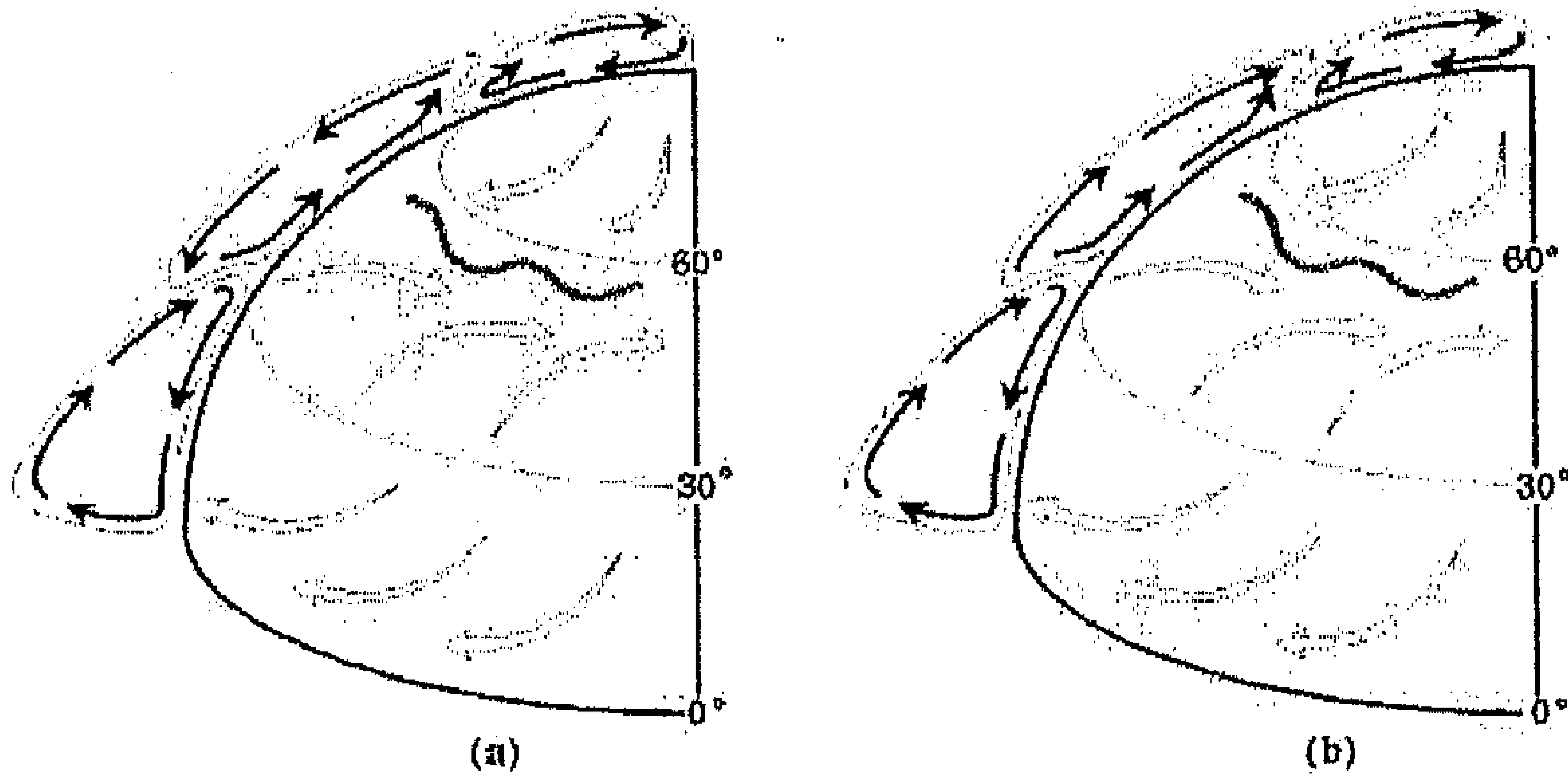
المصدر:

L. F. Hubert, A. F. Krueger, and J. S. Winston, The double intertropical convergence zone - fact or fiction, op. cit., p.772.

اراء جديدة في خلية فرل:

ظهرت اراء عدة دحضت النظرية الخاصة بخلية فرل، فبموجب النظرية الكلاسيكية لخلية فرل فأن الرياح في طبقات الجو العليا ذات اتجاه شرقي (Easterly) الا ان عمليات الرصد خلال الحرب العالمية الثانية (World War II) اثبتت ان الرياح العليا في العروض الوسطى ذات اتجاه غربي (Westerly).

وقد لاحظ الباحث (Frederick) هذا التضارب في اتجاه الرياح نظريا وبين الواقع لذلك قدم تعديلا على النظرية الكلاسيكية لخلية فرل وذكر ان الرياح في طبقات الجو العليا تتجه نحو القطب حالها حال الرياح السطحية، واوضح كذلك انه لا يوجد خلية مغلقة في العروض الوسطى (Middle Latitudes). ومن خلال اجراء مقارنة بين جريان الرياح في طبقات الجو العليا بين دائرتي عرض (60°-20°) شمالا للشكلين (6-a) و(6-b) نجد ان الجريان متعاكسن بشكل واضح [1].



شكل (6)

النموذج (a) الموديل الكلاسيكي للخلايا الثلاث للدورة العامة للرياح.

النموذج (b) الموديل الذي قدمة (Frederick) للخلايا الثلاث للدورة العامة للرياح.

المصدر:

Wang Wen-Lan, Wang Yuan, Wu Rong-Sheng, A New View On The Ferrel Cell, op. cit., p. 540.

[1] Wang Wen-Lan, Wang Yuan, Wu Rong-Sheng, A New View On The Ferrel Cell, Chinese Journal Of Geophysics Vol.48, No.3, 2005, p. 540.

في عام 2005 قدم مجموعة من الباحثين [1] موديلا آخر للدورة العامة للرياح مؤلف من ثلاثة أقسام هي كالاتي:

1. **الاولى خلية هادلي (والتي اطلقوا عليها اسم خلية A)**: والتي تتواجد افقيا ما بين دائرتي عرض(10°-35°) شمالا وتمتد عموديا من المستوى الضغطي 1000 ملليبار الى المستوى الضغطي 100 ملليبار (أي تقريبا من ارتفاع 100 متر فوق سطح البحر حتى ارتفاع 16000 متر) وهي تتحرك عشر دوائر عرض شمال موقعها بسبب الاختلافات الموسمية.

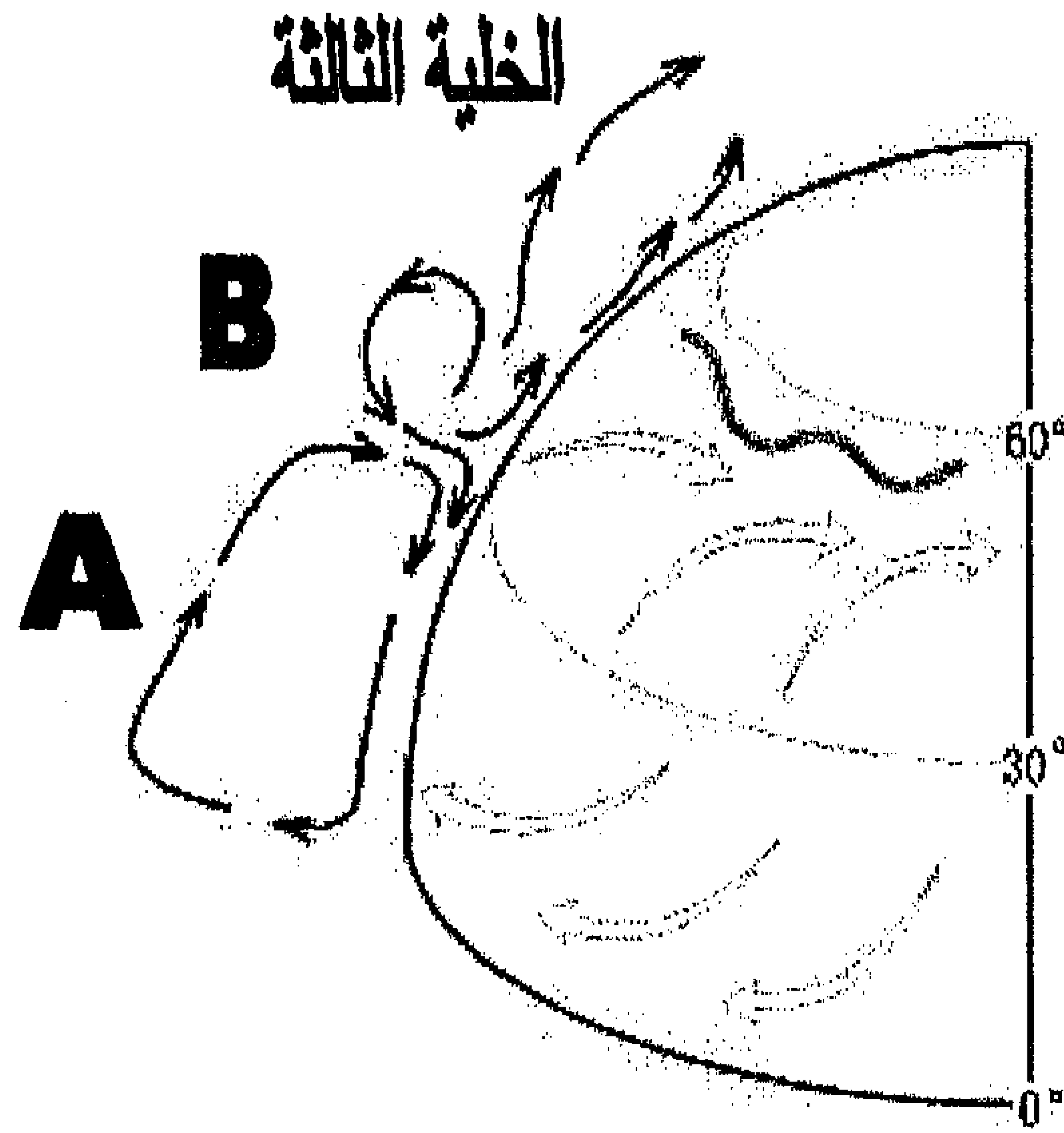
2. **والثانية خلية فرل (خلية B)**: والتي تتواجد افقيا ما بين دائرتي عرض (35°-45°) شمالا وتمتد عموديا من المستوى الضغطي 400 ملليبار الى المستوى الضغطي 200 ملليبار (تقريبا من ارتفاع 7000 متر فوق سطح البحر حتى ارتفاع 12000 متر).

3. **والقسم الثالث** يتميز بكونه خلية غير مغلقة بل ينحرف فيه الهواء الصاعد باتجاه الشمال.

يتضح من هذا التقسيم ان خلية هادلي هي الخلية الوحيدة التي تتميز بالوضوح بسبب امتدادها من سطح الارض نحو نهاية طبقة التربوسفير، اما خلية فرل فهي موجودة فقط في طبقات الجو العليا، اما القسم الثالث فهو يتميز بجريان للرياح بشكل افقي نحو القطب على السطح وفي طبقات الجو العليا، الشكل (7).

---

[1] Ibid, p 541-543.



شكل (7)

اقسام الدورة العامة للرياح كما قدمه مجموعة من الباحثين عام 2005.

المصدر:

Wang Wen-Lan, Wang Yuan, Wu Rong-Sheng, A New View On The Ferrel Cell, op. cit., p: 543.

وبالتالي فأن الدورة العامة للرياح ستكون أقسامها كالآتي [1]:

1- في نصف الأرض الشمالي وتحديدا خلال فصل الصيف، يكون موقع خلية هادلي متواجدا بين دائرتي عرض (°30-°10) شمالا ويكون نطاق الهواء الحار الصاعد متواجدا بين دارتي عرض (°10-°5) شمالا والذي يتمثل في منطقة اللقاء المدارية (ITCZ). ومن جانب آخر يكون الهواء الهابط متواجدا بين دائرتي عرض (°35-°15) شمالا ويكون اتجاه الرياح السطحية شمالي شرقي بينما يكون جنوبي غربي في طبقات الجو العليا.

[1] Ibid, p.544.

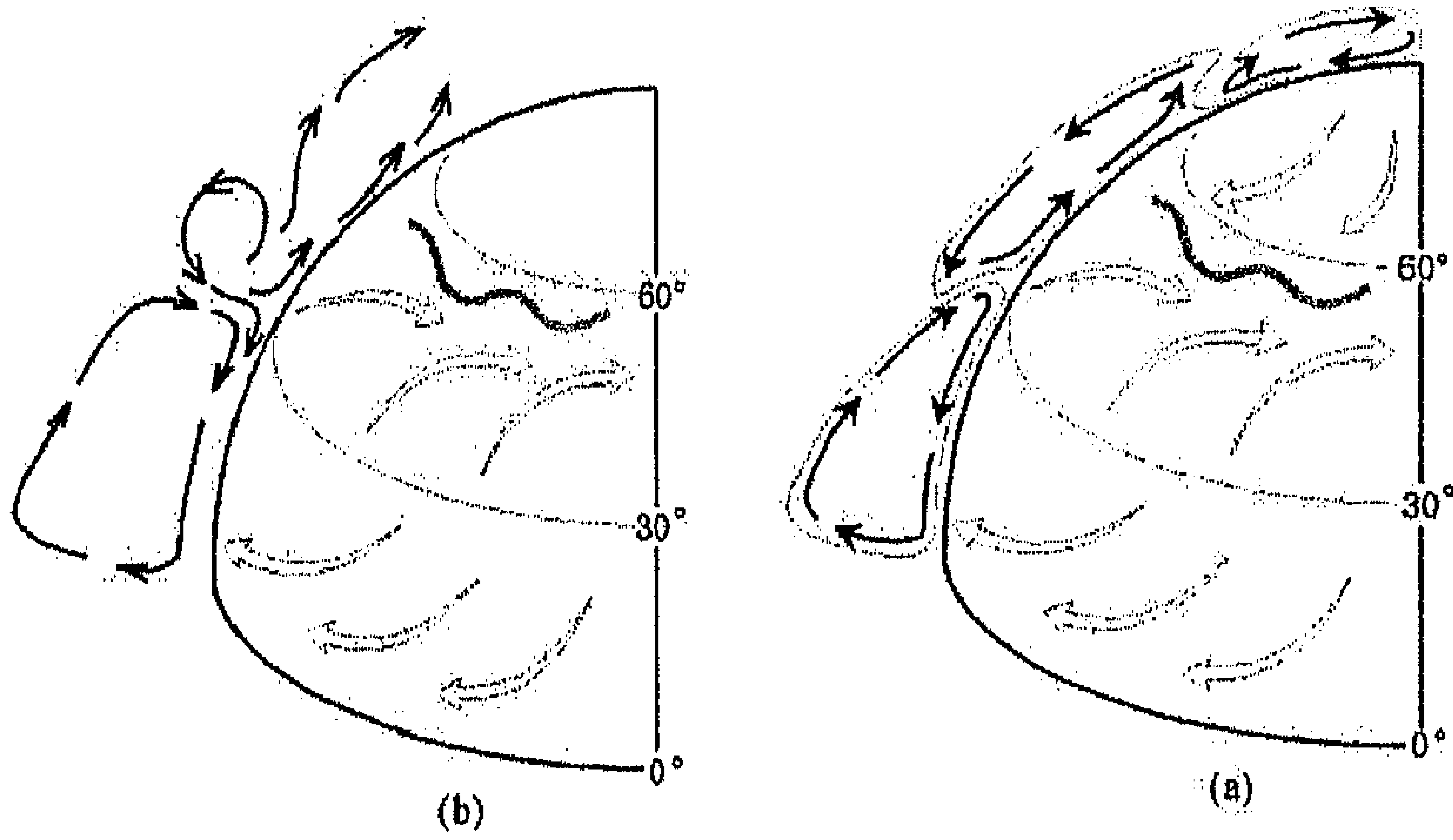
2- اما خلية فرل فيكون موقعها بين دائرتي عرض (45°-35°) شمالا وعلى ارتفاع ما بين (400-200) ملليبار، وهذه الخلية تختلف عن خلية فرل الكلاسيكية من حيث كونها اصغر حجما واقل شدة كما ان الرياح الشمالية العليا يكون لها اتجاهات شرقية ضعيفة بتأثير قوة كوريولس.

3- الهواء الهابط في خلية هادلي ينقسم الى قسمين، القسم الجنوبي ويتمثل بالرياح الشمالية السطحية لخلية هادلي. والقسم الشمالي يتمثل في الهواء السطحي المنحرف جنوبا نحو العروض الوسطى.

4- الهواء الصاعد في خلية فرل ينقسم ايضا الى قسمين، القسم الجنوبي ويتمثل بالرياح الشمالية العليا لخلية فرل. والقسم الشمالي يتمثل في الرياح المتجهة شمالا والتي تتواجد مابين دارتي عرض (60°-45°) شمالا من سطح الارض وحتى اعلى طبقة التروبوسفير، والتي تتجه شمالا لتكوين حزام الجبهة القطبية ضمن دائرة عرض (60°) شمالا.

وبالخلاصة اذا قمنا باجراء مقارنة بين الشكلين (8-a) و(8-b) سنلاحظ ان خلية فرل الكلاسيكية في الشكل (a) تكون على شكل خلية مغلقة ومعاكسة في دورانها لعقارب الساعة (Closed Anti-Clockwise Circulation) والتي تحتل العروض الوسطى بشكل كامل من سطح الارض وحتى اعلى التروبوسفير، ولكن خلية فرل الحديثة في الشكل (b) لا توجد خلية مغلقة في العروض الوسطى فالهواء بشكل كامل يتحرك باتجاه الشمال.

وعلى هذا الاساس فأن خلية فرل موجودة ولكنها اصغر حجما واضعف كما ان الرياح في الخلية شمالية الاتجاه.



شكل (8)

النموذج (a) النموذج الكلاسيكي للدورة العامة للرياح. والنموذج (b) النموذج الحديث للدورة العامة للرياح.

المصدر:

Wang Wen-Lan, Wang Yuan, Wu Rong-Sheng, A New View On The Ferrel Cell, , op. cit., p. 543.

الخلية القطبية الشمالية والجنوبية:

تبين ان الانخفاض الكبير في درجات الحرارة في القطب الجنوبي بسبب وجود اليابسة يتسبب في تقوية الخلية القطبية بشكل دوامة قوية شبه دورانية تعزل الهواء القطبي الجنوبي بشكل فعال عن بقية الجو. اما في نصف الكرة الشمالي فأن الحرارة لا تكون على نفس الدرجة من الانخفاض الشديد، لذلك تكون الدوامة القطبية الشمالية (الخلية القطبية) أضعف، وبسبب الطبيعة التي يفرضها وجود اليابسة في القطب الشمالي فأن هذه الدوامة تميل الى التقطع مرة او اكثر خلال فصل الشتاء، بينما تكون الدوامة القطبية الجنوبية (الخلية القطبية الجنوبية) مستقرة تماما وتظل قائمة حتى الربيع عندما تشرق الشمس ويسخن الهواء، عندها تتبدد الدوامة القطبية الجنوبية ويتدفق الهواء من عروض ادنى نحو القطب الجنوبي [1].

---

[1] عيسى مصطفى المشرقي، الاوزون الستراتوسفيري، منشورات وزارة الثقافة في الجمهورية العربية السورية، دمشق، 2005، ص 116.

الاحترار العالمي وخلية هادلي:

أكتشفت الدراسات الحديثة ان خلية هادلي تعرضت للتوسع الواضح باتجاه القطبين بحدود 2 الى 4.5 درجة من دوائر العرض ومنذ عام 1979 ونتج عن هذه الظاهرة حدوث تقدم حزام الجفاف شبه المداري (Subtropical Dry Zone) نحو القطبين وهذا ما سبب ارتفاع حالات الجفاف في العروض الوسطى في نصفي الكرة الارضية. ولم يستطع الباحثون من الوقوف على الاسباب الرئيسة لحدوث هذه الظاهرة الا انهم يرجعون دور الاحترار العالمي ونضوب الاوزون الجوي فضلا عن ارتفاع تراكيز غاز CO_2 في الجو [1].

وهذه الازاحة في خلية هادلي نحو القطبين سينتج عنها تغيرات مناخية عميقة منها ازاحة كل من التيار النفاث والمنخفضات الجوية شمالا [2].

مدرسة بيركنز النرويجية والجبهة الهوائية بين المدارين:

أطلق على مركز المنخفض الاستوائي العديد من التسميات منها الجبهة الاستوائية (Equatorial Front)، الجبهة الهوائية مابين المدارين (Intertropical Front)، الاخدود الاستوائي (Equatorial Trough)، نطاق التجمع مابين المدارين (Intertropical Convergence Zone). والمدرسة النرويجية تناولت هذه المنطقة بالدراسة والتحليل.

في ثلاثينيات القرن العشرين قام اتباع مدرسة بيركنز النرويجية للجبهة القطبية والكتل الهوائية، بصياغة مصطلح الجبهة الهوائية مابين المدارين (Intertropical Front) ومع اقتناع بأن هذه الجبهة تشبه من الناحية الثرموديناميكية الخصائص التركيبية والسينوبتيكية للجبهة القطبية (Polar Front). الا انه خلال الحرب العالمية الثانية أثبتت التجارب المتعلقة بالمناخ

---

1 Y. Hu, Q. Fu, Observed Poleward Expansion of The Hadley Circulation Since 1979, Atmospheric Chemistry And Physics Discussions, Published: 2 July 2007, P. 5229-5236.

2 Dian j. seidel, qiang fu, William j. randel, thowas j. reichler, widening of the tropical belt in a changing climate, nature geoscience 1, 2008.

السينوبتيكي بأن المنطقة الواقعة بين المدارين تتميز بتباين حراري ضعيف او معدوم، وان الجبهة الهوائية بين المدارين تختلف بشكل اساسي عن الجبهة القطبية، ففي العروض العليا تتميز الجبهة القطبية بوجود حقيقي على الخرائط اليومية ولكن لا وجود لها على خرائط المعدلات المناخية (بسبب تغير موقع الجبهة المستمر). في حين ان الجبهة الهوائية مابين المدارين لها وجود اذا تم تحديد تواجد الامطار الاستوائية ولكنها لا تنفع في عمليات التنبؤ القصيرة الامد، فمن السهل تحديد الجبهة الهوائية مابين المدارين بالاعتماد على نطاق الامطار الاستوائية اسهل من تحديدها باستخدام طرق تحليل الجبهة القطبية. كما ان الجبهة الهوائية مابين المدارين لا تتميز بنطاق تدريجي للأمطار (كما في الجبهة القطبية) ولكن نطاق الامطار فيها يظهر في منطقة ثم يختفي ليظهر في منطقة اخرى بعيدة لعدة مئات من الكيلومترات.

في عام 1945 عندما حاول علماء الانواء وضع تحديد للمصطلحات الخاصة بالظروف الطقسية المدارية، دحظوا تبني مصطلح الجبهة بين المدارين واوصوا باستخدام مصطلح الاخدود ما بين المدارين ثم نطاق التجمع ما بين المدارين.

وعلى ذلك فأن نطاق التجمع مابين المدارين (ITC- Intertropical Convergence Zone) عبارة عن اخدود من الضغط المنخفض يحيط بخط الاستواء يمتد ما بين الرياح التجارية لنصفي الكرة الارضية اللذان يلتقيان بزاوية صغيرة وبدون وضوح لمنطقة التجمع، يبلغ عرض هذا التجمع ما بين 80 الى 300 كم ويمتد الى خمس دوائر عرض شمال وجنوب خط الاستواء [1].

ونطاق التجمع مابين المدارين يمكن تحديده من خلال نطاق الغيوم والامطار الغزيرة والعواصف الرعدية الذي يمتد عبرالمنطقة الاستوائية، وهذا النطاق ينتقل شمال خط الاستواء عند انتقال الشمس شمالا في فصل الصيف

[1] Jen-Hu, Chang, Atmospheric Circulation Systems and Climates, op.cit., p. 46-47.

الشمالي، وينتقل جنوب خط الاستواء عند انتقال الشمس جنوبا في فصل الشتاء الجنوبي وهو المسؤول عن المواسم الجافة والرطبة في المنطقة الاستوائية [1]

[1] http://www.srh.noaa.gov/jetstream//tropics/itcz.htm

العوامل المؤثرة على حركة الرياح في المنظومات الضغطية

قوة كوريولس:

من خلال ملاحظة أي خارطة طقسية سنلاحظ ان اتجاه الرياح لا يكون موازيا لخطوط الايزوبار وانما يكون عاموديا عليها بسبب دوران الارض حول محورها من الغرب نحو الشرق، وقوة كوريولس مسئولة عن انحراف الرياح نحو يمين اتجاهها في نصف الارض الشمالي ونحو يسار اتجاهها في نصف الارض الجنوبي، فمثلا اذا كانت الرياح في نصف الارض الشمالي متجهة في الاصل نحو الشمال فانها تنحرف نحو الشرق اما اذا كانت متجهة نحو الجنوب فانها تنحرف نحو الغرب.

وقد ظهرت عدة تفسيرات لظاهرة انحراف الرياح بتاثير قوة كوريولس وهي كالاتي:

اولا: اختلاف سرعة دوران الارض:

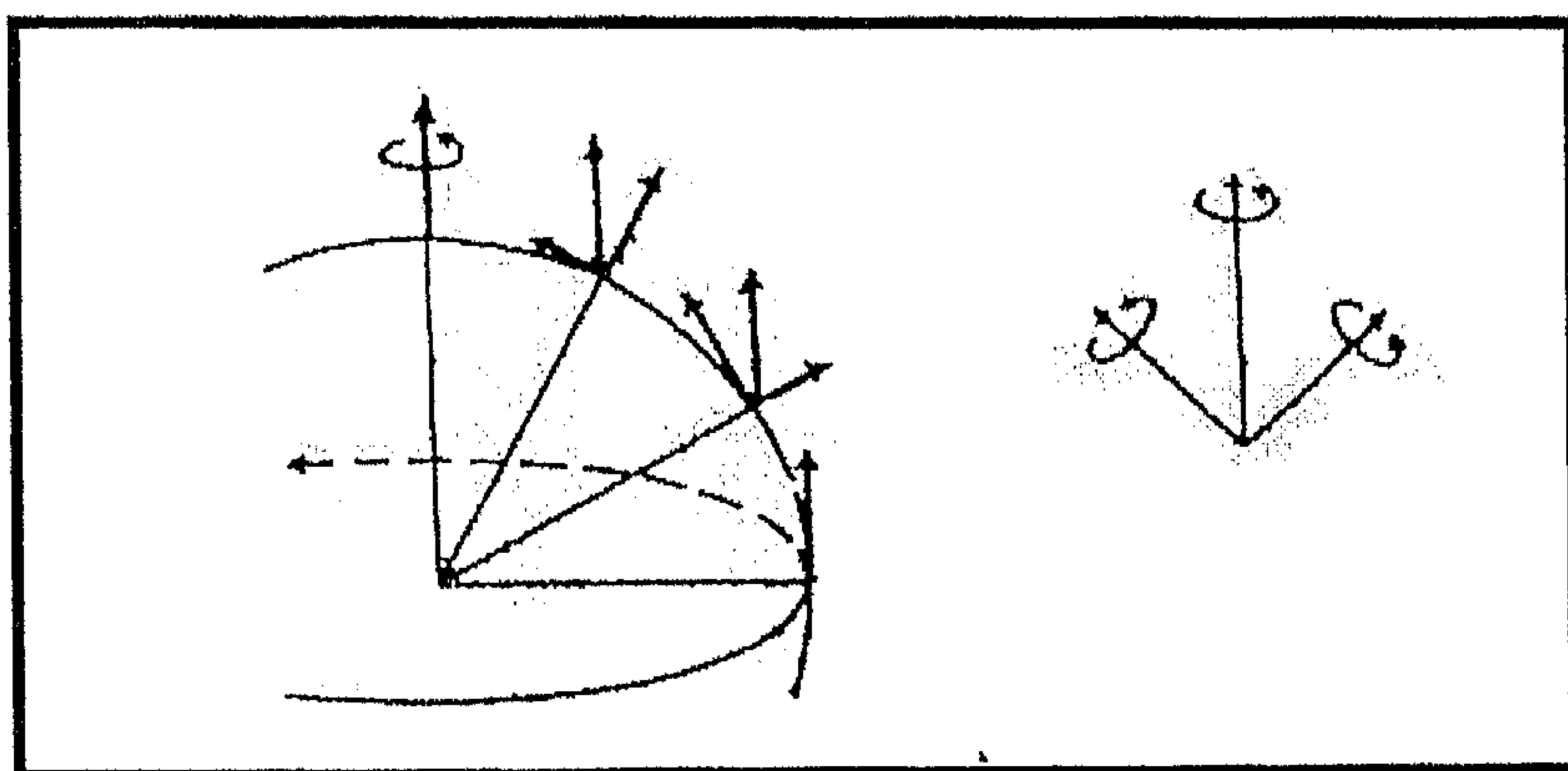
ان سرعة دوران أي نقطة فوق سطح الارض في المنطقة الاستوائية يفوق بكثير سرعة دوران النقاط الاخرى كلما اقتربنا من القطبين، فاي نقطة على خط الاستواء تتحرك دائريا مع دوران الارض بسرعة تبلغ 40.234 كم/ يوم، في حين ان اي نقطة ضمن دائرة عرض 60° شمالا او 60° جنوبا تتحرك مع دوران الارض بسرعة 20.117 كم/ يوم[1]، فالرياح في حالة هبوبها باتجاه القطبين تنتقل من جهات سريعة الدوران الى جهات بطيئة الدوران لذلك فانها تسبق هذه الجهات الاخيرة في دورانها وتنحرف نحو الشرق (لأن دوران الارض حول نفسها يكون من الغرب الى الشرق) اما الرياح التي تهب نحو خط الاستواء

[1] N. K. Horrocks, Physical Geography and Climatology, third edition, printed in Hong Kong, 1981, p.178

فتنتقل من جهات بطيئة الدوران الى جهات سريعة لذلك فانها تتأخر وتنحرف نحو اليمين (الغرب)1.

ثانيا: الحركة العمودية والموازية لمحور الارض.

في حالة وجود جسم فوق القطب مباشرة، تجد ان حركة ذلك الجسم هي كلها حركة عمودية على محور الارض، اما لو كان ذلك الجسم موجودا على خط الاستواء، فان حركته كلها تكون موازية لمحور الارض، اما ولو كان ذلك الجسم موجودا في مكان آخر يقع بين القطب وخط الاستواء فان حركته لا تكون متعامدة على محور الارض ولا موازية له بل تكون محصلة لقوتين او حركتين احدهما عمودية على محور الارض والاخرى موازية له وتزداد الحركة العمودية كلما ابتعدنا عن خط الاستواء باتجاه القطب وتتناقص الحركة الموازية، نستنتج من هذا ان الحركة العمودية عند خط الاستواء تساوي صفرا وتبلغ اقصى حد لها عند القطب، وبما ان القوة الكورولية ترتبط بالحركة العمودية فلا بد انها تزداد بازدياد درجة العرض2. شكل (9).



شكل (9)

المركبات الأفقية والعمودية في الحركة الدورانية للأرض.

رلصد لما فارغجا ا ،ةدحتلا انلا التقيخ)انلام لع ص83 لق بله رلصد م

---

1 احمد سعيد حديد، فاضل باقر الحسني، علم المناخ، وزارة التعليم العالي والبحث العلمي، كلية التربية، العراق، ص 118

2 نعمان شحادة، الجغرافية المناخية (علم المناخ)، الطبعة الاولى، دار القلم للنشر والتوزيع، الامارات العربية، دبي، 1988، ص 182

انحدار الضغط الجوي:

انحدار الضغط الجوي هو مقدار التغير الافقي في قيم الضغط الجوي لمسافة محددة فاذا كانت المسافة من 1020 ملليبار* الى 1010 ملليبار مائة كيلومترا فان انحدار الضغط الجوي يساوي 0.1 ملليبار لكل 1 كيلومتر [1]. وكلما كان تغير الضغط كبير ضمن المسافة الافقية كلما كانت الرياح اقوى والعكس صحيح. وترتبط قوة الجذب الناتجة عن تحدر الضغط الجوي ارتباطا وثيقا مع درجة حرارة الهواء وكثافته [2].

وعندما يكون تغير الضغط كبيرا فان خطوط الضغط المتساوي (الايزوبار) تصبح متقاربة من بعضها واذا حدثت هذه الحالة على الخارطة الطقسية فان ذلك اشارة الى هبوب رياح شديدة، ففي حالة تقدم منخفض جوي ذو خطوط ايزوبار شديدة التقارب فان هبوب العواصف والاضطرابات الجوية سيكون كبيرا جدا، اما اذا تقدم منخفض جوي ذو خطوط متباعدة فان حركة الرياح تكون اقل. ولذلك نجد ان المرتفعات الجوية تتميز بتباعد خطوط الايزوبار فيها بعكس المنخفضات الجوية التي تكون خطوط الايزوبار فيها ذات مسافات متقاربة. والشكل (10) يوضح كيف ان تقارب خطوط الايزوبار يولد رياح شديدة السرعة (السهم الكبير) في حين ان تباعد خطوط الايزوبار يولد رياح خفيفة (السهم الصغير).

ففي حالة كان تغير الضغط الجوي يساوي واحد انج ضمن مسافة 100 ميل فان ذلك سيولد رياح بسرعة 40 ميل / ساعة ضمن دائرة عرض 40°، وبما ان قوة كوريولس تقل كلما اتجهنا الى الاستواء فان سرعة الرياح ستنخفض الى

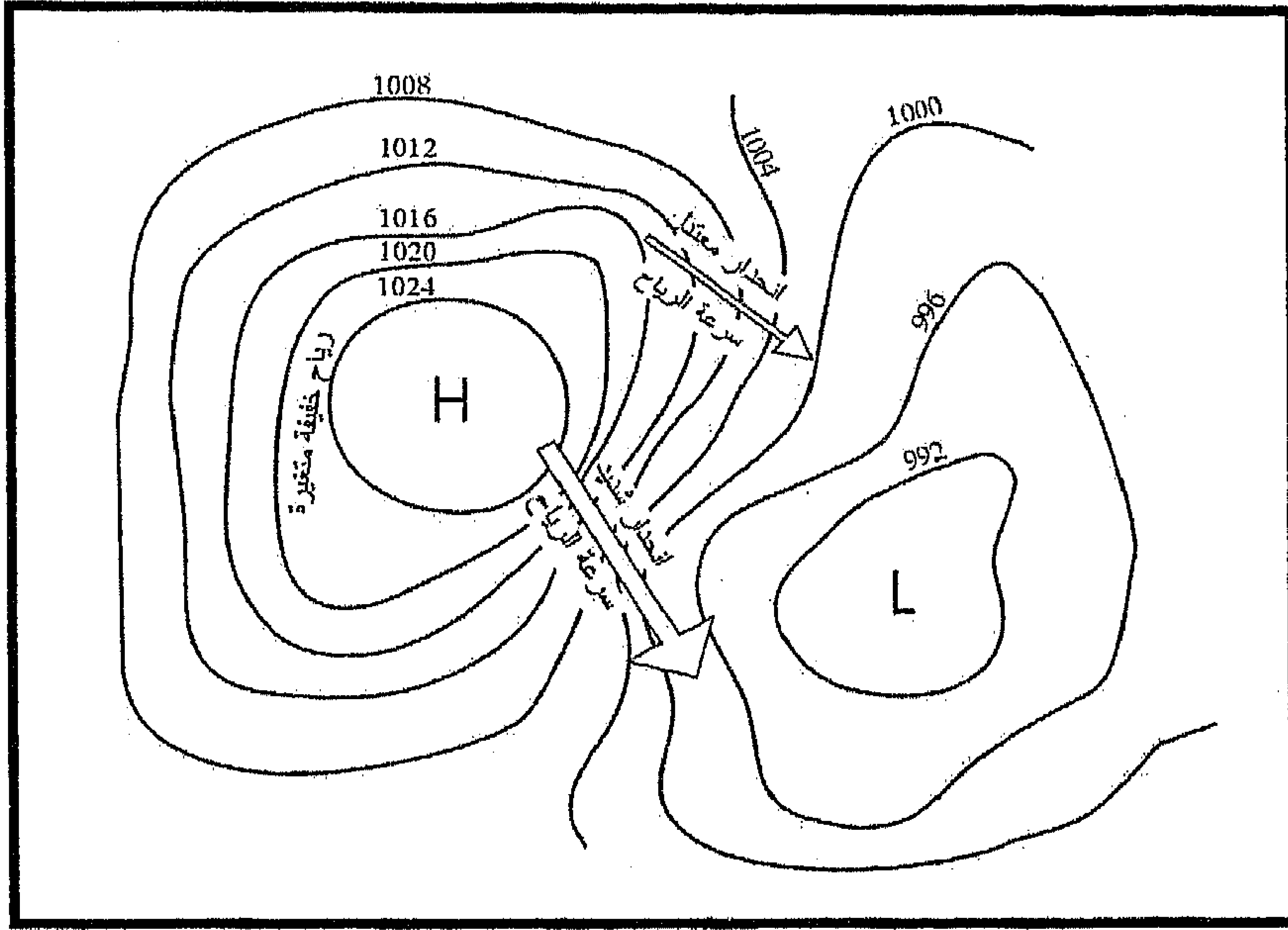
* الملليبار: وهو اكثر وحدات قياس الضغط الجوي استخداما، والملليبار =0.001 بارا=100 نيوتن=1000 دينه/سم2، والملليبار هو القوة المطبقة لوزن غرام واحد على سطح مساحته سنتمتر مربع واحد.

[1] احمد غانم، الجغرافية المناخية، الطبعة الثانية، دار المسيرة، عمان-الاردن، 2007، ص 107.

[2] نعمان شحادة، الجغرافية المناخية، مصدر سابق، ص 181.

30 ميـل/ سـاعة عنـد دائـرة عـرض 60°، وسـتنخفض سـرعة الريـاح الى 25 ميل/ ساعة عند دائرة عرض 80°1.

ففي الاقاليم ذات الطقس العاصف فان تغير الضغط الجوي يكون كبيرا ضمن المسافة الافقية بمعنى ان هناك انحدار ضغطي شديد، اما في الاقاليم الهادئـة طقسيا فان تغير الضغط الجوي يكون صغيرا ضمن المسافة الافقية بمعنى ان هناك انحدار ضغطي قليل2.



شكل (10)

تاثير الانحدار الضغطي على سرعة الرياح من خلال تقارب او تباعد خطوط الايزوبار.

المصدر:

George R. Rumny, Climatology and the World's Climates, First Printing, The Macmillan Company, New York, Printed in U. S. A., 1968, P.44.

---

[1]Glenn.T. Trewartha, An Introduction to climate, third edition, McGraw-Hill book company, INC., U.S.A., 1954, p. 62.

[2] Richard A.Anthes, John J. Cahir, Alistair B. Fraser, Hans A. Panofsky, The Atmosphere, op, cit, p. 118.

تجمع (Convergence) وتفرق (Divergence) الهواء:

تعتمد فكرة المرتفع والمنخفض الجويين على عمليتي تجمع وتفرق الهواء، فعملية تجمع الهواء يتميز بها المنخفض الجوي بمعنى ان المنخفض يقوم بتجميع وسحب الهواء نحو مركزه بسبب انخفاض الضغط في المركز، وعندما يتجمع الهواء في المركز لابد ان يجد مخرجا له والمنفذ الوحيد له هو نحو الاعلى على شكل تيارات هوائية صاعدة فاذا صادف ان كان الهواء الصاعد رطبا بحيث استمر بالارتفاع الى ان وصل الى مستوى بارد في طبقات الجو العليا عند ذلك تتشكل الغيوم ويبدأ التساقط.

اما عملية تفرق الهواء التي تميز المرتفع الجوي، فبما ان مركز المرتفع يتميز بضغط عالي بمعنى يعاني من وفره في الهواء عند ذلك يبدأ الهواء بالابتعاد عن المركز نحو الاطراف وهذه الية تجعل مركز المرتفع دائما يتميز بتيارات هابطة لأن تفرق الهواء من المركز نحو الاطراف لابد ان يعوض بهواء هابط قادم من الاعلى، وبما ان الهواء الهابط في مركز المرتفع الجوي يكون قادما من طبقات باردة الى سطح الارض الادفئ لذلك فان فرص تكون الغيوم تكون قليلة جدا (الا في حالات خاصة)، كما ان الهواء الهابط سيتعرض للتسخين الذاتي اثناء هبوطة لأنه سينتقل من منطقة ذات ضغط قليل (في الاعلى) الى منطقة ذات ضغط اعلى (على السطح) مما سيؤدي الى تقارب جزيئات الهواء ومن ثم احتكاكها مما يولد طاقة حرارية ذاتية تمنع عملية تكوين الغيوم.

اما في طبقات الجو العليا فان تجمع الهواء على سطح الارض يقابله تفرقه في تلك الطبقات بينما يقابل تفرق الهواء على السطح تجمعه فيها. ولهذا فان مراكز الضغط الجوي المرتفع على السطح يقابلها في طبقات الجو العليا مراكز ضغط منخفض بينما يقابل مراكز الضغط السطحية المنخفضة مراكز ضغط مرتفع[1].

---

[1] نعمان شحادة، علم المناخ، الطبعة الثانية، الجامعة الاردنية، الاردن، 1983، ص 131

الكتل الهوائية

الكتل الهوائية:

وهي اجسام كبيرة من الهواء تمتاز بخصائص متماثلة من حيث درجات الحرارة والرطوبة النسبية وتتميز بحدود واضحة وتمتد افقيا بحدود مئات او الاف الكيلومترات اما عموديا فاحيانا تصل الى قمة التروبوسفير (10-18 كم) فوق سطح الارض1.

تصنيف الكتل الهوائية:

تصنف الكتل الهوائية على اساس دوائر العرض وعلى اساس طبيعة السطح او المصدر (Source) سواء كان سطح قاري او سطح بحري، فدوائر العرض تحدد درجات الحرارة للكتل الهوائية اما طبيعة السطح فانها تؤثر بشكل كبير على المحتوى الرطوبي للهواء.

وعليه تصنف الكتل الهوائية حسب دوائر العرض الى اربعة انواع رئيسية [2]:

1. **الكتل الهوائية المتجمدة (Arctic Air Masses):**

ويرمز لها بالحرف (A) وتنشأ الى الشمال من الدائرة القطبية في المناطق دائمة التجمد في منطقة القطب الشمالي (Arctic) والقطب الجنوبي (Antarctic) وهي كتل باردة جدا تتراوح درجة حرارة الهواء فيها -46° مئوية تحت الصفر.

2. **الكتل الهوائية القطبية (Polar Air Masses):**

ويرمز لها بالحرف (P) ومصدرها العروض الباردة والمناطق التي تذوب عنها الثلوج لعدة اشهر في السنة مثل سيبيريا ووسط كندا والمناطق الشمالية والجنوبية من المحيطات (الاطلسي والهادي) وهي كتل باردة تتراوح درجة حرارة الهواء فيها من صفر الى 11° مئوية.

---

[1] http://www.britannica.com/EBchecked/topic/10749/air-mass

[2] علي احمد غانم، مصدر سابق، ص164.

3. الكتل الهوائية المدارية (Tropical Air Masses):

ويرمز لها بالحرف (T) وتنشأ فوق المناطق المدارية وشبه المدارية، مثل المسطحات المائية المدارية (الاطلسي والهادي والهندي) وفوق الصحراء الكبرى والصحراء الاسترالية وهي كتل دافئة تتراوح درجة حرارة الهواء فيها من 15° الى 24° مئوية.

4. الكتل الهوائية الاستوائية (Equatorial Air Masses):

ويرمز لها بالحرف (E) وتنشأ في المناطق بين الدائرة الاستوائية و 10 درجة شمالا وجنوبا، وهي كتل دافئة فدرجة حرارة الهواء فيها حوالي 27° مئوية.

وتستخدم حروف صغيرة لتحديد الكتل الهوائية على اساس طبيعة السطح ودرجة الرطوبة وهي الكتل البحرية (maritime-m) والكتل القارية (continental-c) وبسبب تكون الكتل البحرية فوق مسطحات مائية فانها تكون ذات قدرة كبيرة لحمل بخار الماء مقارنة بالكتل القارية المتكونة على سطوح جافة [1].

[1] Frederick k . Lutgens, Edward j . Tarbuck, The Atmosphere An Introduction to Meteorology, prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey,1979, U. S. A., p.236.

وبالتالي اذ جمعنا التصنيفين (دوائر العرض والسطح) يصبح لدينا الأنواع الآتية من الكتل الهوائية:

cA	**continental arctic**	**قارية متجمدة**
cP	**continental polar**	**قارية قطبية**
cT	**continental tropical**	**قارية مدارية**
mT	**maritime tropical**	**بحرية مدارية**
mP	**maritime polar**	**بحرية قطبية**
mE	**maritime equatorial**	**بحرية استوائية**

ويلاحظ ان التصنيف لا يضم الكتل البحرية المتجمدة (mA) ولا الكتل القارية الاستوائية (cE) لأنهما كتل نادرة التكون، ففي حال تكون كتلة بحرية متجمدة فانها ستتكون فوق مسطح مائي متجمد وبالتالي سيكون المحتوى الرطوبي لهذه الكتلة مشابهة للكتلة القارية المتجمدة. اما بالنسبة للكتلة القارية الاستوائية فان المنطقة الواقعة بين دائرتي عرض 10° شمالا وجنوبا معظمها تغطيها المياه بنسبة 75٪ لذلك لا مجال لتكون كتل قارية استوائية، فضلا عن ان اليابسة في المنطقة الاستوائية تغطيها الغابات المطيرة وحتى وان تكونت فوقها كتل هوائية فانها ستكون عالية الرطوبة [1].

ومن حيث الاستقرار يضاف حرف (s) اذا كانت الكتلة الهوائية مستقرة (stable) مثل cTWs و mTWs. ويضاف الرمز (u) الى الكتلة الهوائية غير المستقرة (unstable) مثل cPku و mPku2.

[1] Frederick K. Lutgens, Edward J. Tarbuck, the Atmosphere an Introduction to Meteorology, op. cit., 1979, P 180.

[2] علي احمد غانم، الجغرافية المناخية، مصدر سابق، ص 166.

تعديل الكتل الهوائية:

بعد ان تتكون الكتل الهوائية فانها عادة تبدأ بالانتقال من منطقة المصدر والتي اخذت منها صفاتها الى منطقة اخرى ذات خصائص مختلفة، واثناء عملية الانتقال فانها لا تعدل فقط طقس المناطق الذاهبة نحوها بل انها تتعدل تدريجيا هي نفسها وتبدأ بحمل صفات السطح الذي انتقلت اليه نحو البرودة او نحو الدفء او تفقد رطوبتها او تكتسب رطوبة.

ان عملية تعديل خصائص الكتل الهوائية اثناء انتقالها الى مناطق جديدة يمكن ان يكون قليلا او يمكن أي يكون بشكل كبير بحيث ان الكتل تفقد كل خصائصها التي اكتسبتها من منطقة المصدر وتكتسب خصائص جديدة.

فعندما تنتقل كتلة هوائية متجمدة قارية (cA) او قطبية قارية (cP) الى المحيطات خلال فصل الشتاء فانه يحدث تعديلات كبيرة فيهما اذ تنتقل كميات كبيرة من الرطوبة الى هذه الكتل القارية الجافة وبما ان سطح المحيط ادفىء من الهواء الجاثم فوق الماء فان الطبقة السفلية من الكتل القارية ستصبح اكثر دفئا.

وهذه العملية ستؤدي الى عدم استقرار الكتل القارية من الاسفل وتنشأ تيارات حملية تنقل الرطوبة والدفىء الى طبقات اعلى، وخلال ايام قليلة تتحول الكتل القارية الباردة والجافة والمستقرة (Stable) الى كتل هوائية قطبية بحرية (mP) غير مستقرة (Unstable).

وعندما تنتقل كتلة هوائية ابرد من السطح القادمة نحوه وكما في المثال السابق فان الحرف الصغير (k) سيضاف الى الرموز الخاصة بالكتل الهوائية، اما اذا انتقلت كتلة هوائية ادفىء من السطح القادمة نحوه فان الحرف الصغير (w) سيضاف الى الرموز الخاصة بالكتل الهوائية، ويجب الانتباه ان الاحرف (k) و

(w) لا تعني ان الكتل الهوائية باردة او دافئة وانما تعني ان الكتل الهوائية باردة او دافئة مقارنة بالسطح الذي انتقلت نحوه اثناء تحركها [1].

ان الاحرف (k) و (w) تعطي مؤشر لمدى استقرارية الكتل الهوائية وطبيعة الطقس المتوقع داخل هذه الكتل، فالكتل الهوائية الباردة والمتنقلة الى سطح دافئ فان طبقاتها السفلى ستصبح دافئة وبالتالي تكون غير مستقرة وتنشأ فيها تيارات حرارية مكونة الغيوم والتساقط، وبشكل عام فان الكتل الهوائية ذات الرمز (k) تتميز بغيوم ركامية الشكل ويكون التساقط بشكل زخات مصحوبة بعواصف رعدية ويكون مدى الرؤيا جيد (باستثناء عند نزول المطر).

ومن جانب آخر اثناءانتقال كتلة هوائية نحو سطح اكثر برودة فان طبقاتها السفلى ستتبرد ويتكون فيها انقلاب حراري سطحي والتي ستزيد من استقرارية الكتلة الهوائية وفي حال تكونت الغيوم فانها ستكون من نوع الغيوم الطبقية ذات الامطار الخفيفة بشكل رذاذ. وبسبب انعدام تيارات الحمل داخل هذه الكتلة فان الملوثات ستتركز في طبقاتها السفلى مما يقلل من مدى الرؤيا مع احتمال لتكون الضباب [2].

---

[1] Frederick K. Lutgens, Edward J. Tarbuck, The Atmosphere an Introduction to Meteorology, op, cit, p. 181.

[2] Ibid, p.181.

الخارطة الطقسية

الخارطة الطقسية السطحية والعليا:

بعد ان يتم جمع البيانات الطقسية الساعية من محطات الرصد الارضية والبحرية ترسل بواسطة اجهزة الاتصال المختلفة الى المحطات المناخية الرئيسية في كل دولة والتي يكون موقعها غالبا في العاصمة ويتم استلام المتغيرات الطقسية بشكل شفرات متفق عليها عالميا.

تسقط على الخارطة الطقسية ثلاثة متغيرات:

1. خطوط الضغط المتساوي (الايزوبار).
2. البيانات الطقسية بشكل رموز على المحطات المناخية.
3. الجبهات الهوائية.

وبما ان البيانات الطقسية هي في الاصل ارقام لذلك من الصعب اسقاط جميع هذه الارقام على الخارطة الطقسية لذلك فإن بعض البيانات المناخية تحول الى رموز والبعض الاخر تبقى بشكل ارقام وتسقط حول دائرة تمثل موقع المحطة المناخية. فمثلا ان درجة الحرارة والضغط الجوي وكمية الامطار تسقط على الخارطة بشكل ارقام، اما سرعة واتجاه الرياح وكميات الغيوم ونوع التساقط (ثلج ،مطر، عاصفة رعدية، رذاذ) وايضا الضباب فانها تسقط على الخارطة بشكل رموز متفق عليها دوليا وكما اقرته المنظمة العالمية للأرصاد الجوية.

وبعد ان ينتهي المنبئ الجوي من اسقاط البيانات الطقسية على الخارطة يقوم برسم خطوط تصل بين المحطات المتساوية في قيم الضغط الجوي يطلق على هذه الخطوط بالايزوبار وتكمن فائدة هذه الخطوط في تحديد مراكز الضغوط الجوية المرتفعة والمنخفضة وتكون الفاصلة بين خط ايزوبار واخر ما بين (2) او (4) او (5) ملليبار ويرمز لمركز المرتفع الجوي بالحرف (H) High واحيانا بالرمز (+) اما مركز المنخفض الجوي فيرمز له بالحرف (L) Low بالانكليزية

وبالحرف (D) Depression بالفرنسية وبالحرف (T) Tief بالالمانية او بعلامة السالب (ـــ) 1.

وترسم الخرائط الطقسية السطحية في اوقات ثابتة متفق عليها دوليا هي الساعات 03:00، 06:00، 09:00، 12:00، 15:00، 18:00، 21:00 وفي منتصف الليل 00:00 بتوقيت غرنتش 2.

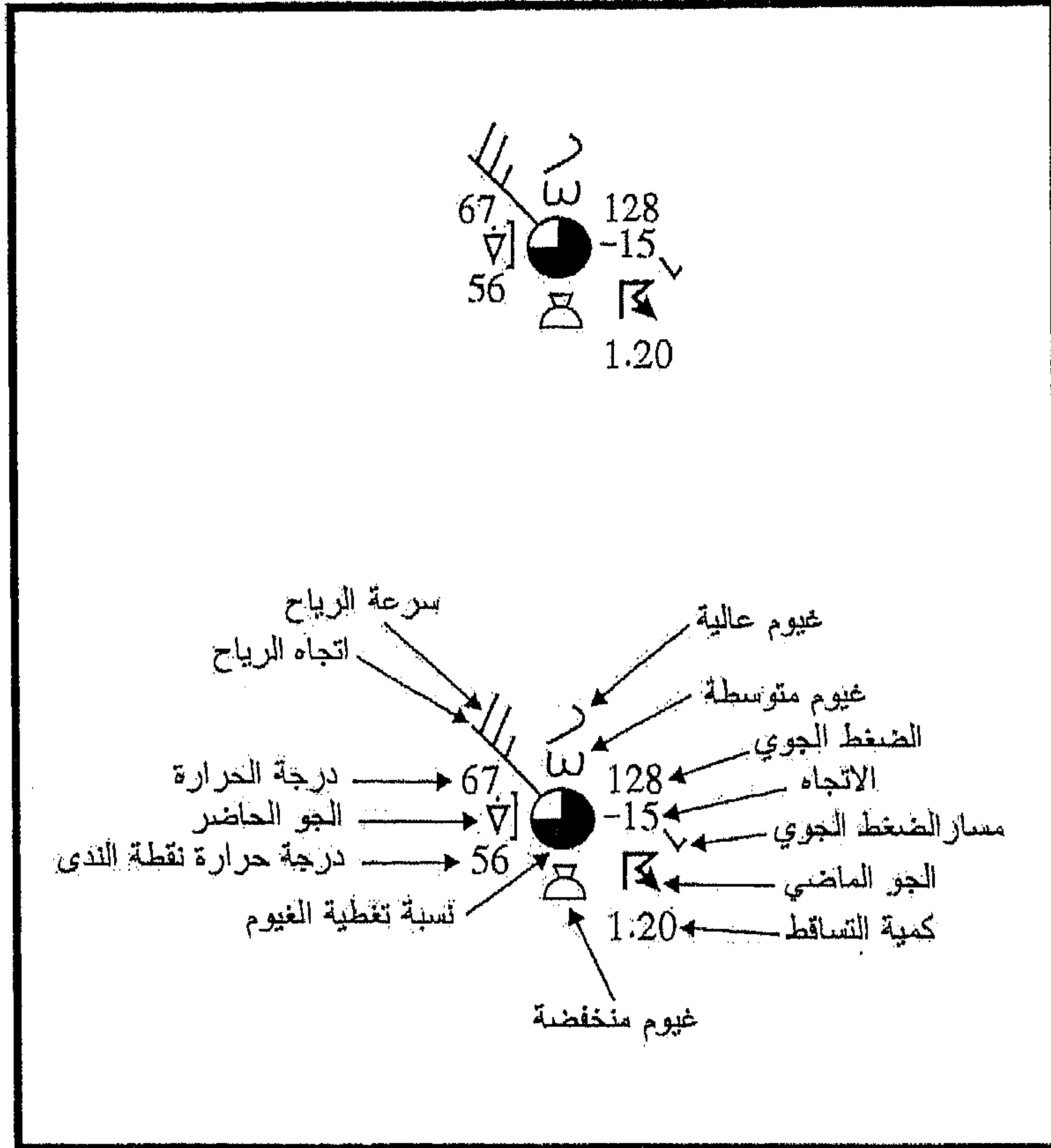
اما خرائط طبقات الجو العليا فترسم في اليوم الواحد خارطتين كل (12) ساعة واحدة في الساعة (00:00) عند منتصف الليل بتوقيت غرنتش والثانية في الساعة (12:00) عند منتصف النهار بتوقيت غرنتش، وبدلا من خطوط الايزوبار ترسم خطوط تساوي الارتفاعات الجهدية على الخرائط العلوية فكلما قلت قيمة ارتفاع الخط دل ذلك على منظومة المنخفض جوي وكلما زادت قيمة خط الارتفاع فان في ذلك اشارة لمنظومة المرتفع الجوي.

ان السبب في قلة الخرائط المرسومة لطبقات الجو العليا هو ان التغيرات التي تعتري المنظومات الضغطية في طبقات الجو العليا تكون بطيئة وليست سريعة كما في حالة المنظومات السطحية التي تتاثر بعامل السطح كثيرا.

[1] حليمي عبد القادر علي، مدخل في الجغرافية المناخية والحيوية، ديوان المطبوعات الجامعية، الجزائر، 1981، ص 128.

[2] حازم توفيق العاني، ماجد السيد ولي محمد، خرائط الطقس والتنبؤ الجوي، مصدر سابق، ص43.

الشكل (11) يمثل نموذج لمحطة مناخية ارضية ممثل عليها المتغيرات الخاصة بالطقس ويلاحظ ان كل رمز من رموز المحطة تمثل عنصرا او ظاهرة طقسية.



شكل (11)

طريقة اسقاط البيانات الجوية على الخارطة الطقسية

المصدر:

Sverre Petterssen, Introduction to Meteorology, Second Edition, McGraw-Hill Book Company, Ink, 1958, P.57

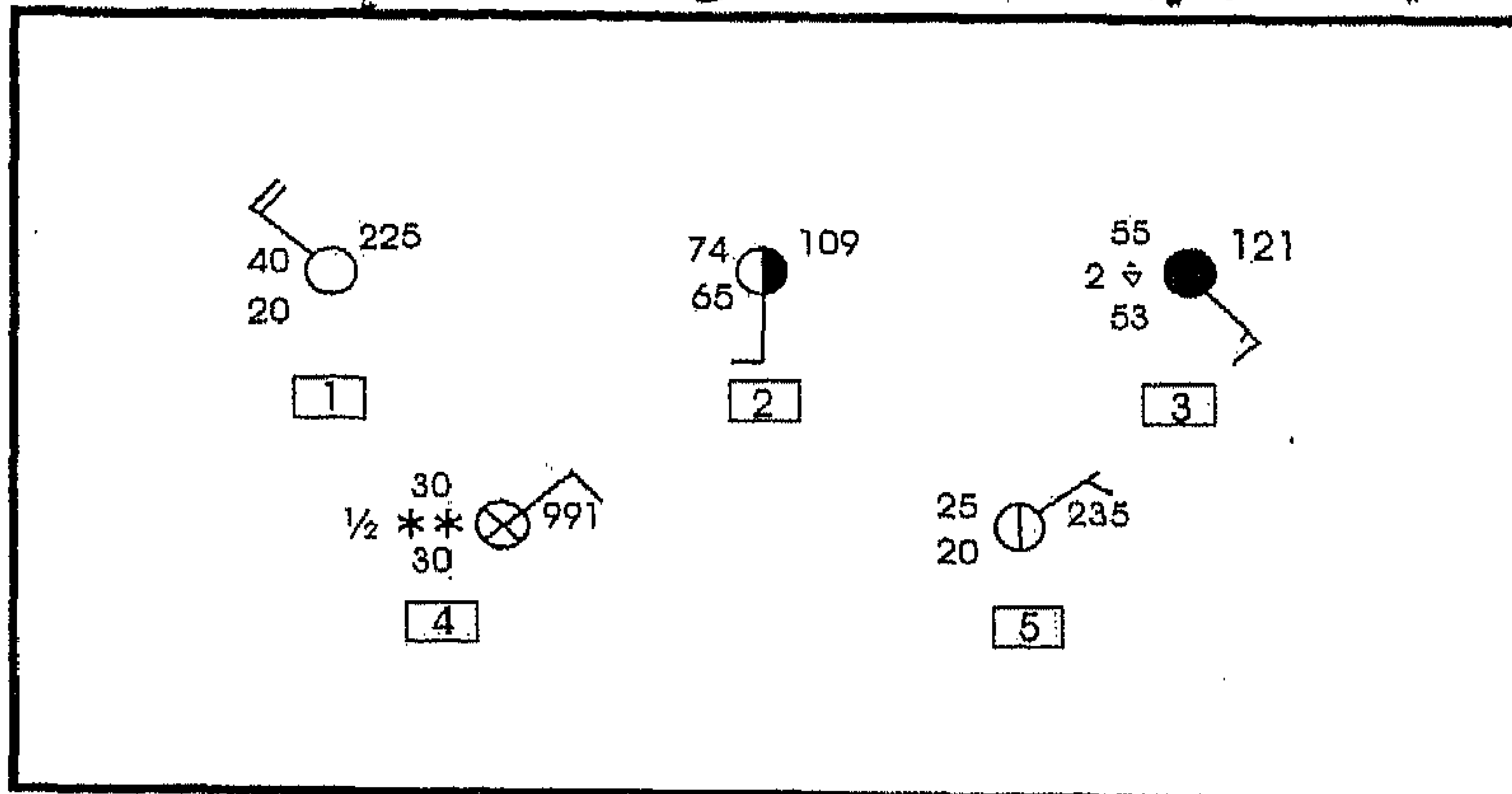
ولتبسيط الرموز الخاصة بالخارطة الطقسية السطحية بشكل اكثر للقارئ الكريم، نقدم الشكل (12) الذي يمثل مجموعة من رموز الخارطة الطقسية، فالشكل (1-12) يكون اتجاه الرياح في المحطة المناخية من الجهة الشمالية الغربية وبسرعة 20 عقدة، بينما في الشكل (2-12) ذات اتجاه جنوبي وبسرعة 10 عقدة، وفي الشكل (3-12) الاتجاه جنوبي شرقي وبسرعة 15 عقدة، اما الشكل (4-12) فالاتجاه شمالي شرقي وبسرعة 10 عقدات، وعندما تكون سرعة الرياح 5 عقدات فان الخط الذي يمثل سرعة الرياح يرسم بزاوية منحرفة باتجاه السهم الذي يمثل اتجاه الرياح لكي يفرق عن سرعة الرياح 10 عقدة والتي ترسم بزاوية قائمة مع سهم اتجاه الرياح ولذلك نلاحظ في الشكل (5-12) ان اتجاه الرياح شمالي شرقي وسرعة الرياح ممثلة بخط صغير مائل ذات سرعة 5 عقدة.

اما بيانات درجات الحرارة ودرجة حرارة نقطة الندى (والتي تمثل بالدرجات المئوية او الفهرنهايتية حسب البلد)، فانها ترسم الى يسار دائرة المحطة حيث توضح درجة الحرارة في الاعلى ودرجة الحرارة نقطة الندى في الاسفل، ففي الشكل (1-12) تبلغ درجة الحرارة 40° درجة فهرنهايتية بينما تبلغ درجة نقطة الندى 20° درجة فهرنهايتية. وعندما تتقارب درجة الحرارة مع نقطة الندى فهذا يعني زيادة الرطوبة النسبية ففي الشكل (4-12) تقاربت الدرجتين 30° فهرنهايت وهذا يعني ان الرطوبة النسبية تبلغ 100٪.

اما نسبة تغطية الغيوم فأنها تمثل داخل دائرة المحطة المناخية بشكل مظلل، ففي الشكل (1-12) نلاحظ عدم وجود التظليل في ذلك اشارة الى ان السماء خالية من الغيوم، وفي الشكل (2-12) فان نصف السماء مغطاة بالغيوم، اما في الشكل (3-12) فان السماء مغطاة بالغيوم بشكل كلي، اما في حالة تكون الضباب او سقوط المطر او هبوب عواصف غبارية او دخان فان من غير الممكن رؤية السماء وتحديد كمية الغيم لذلك ترسم علامة (×) على المحطة للدلالة على ان السماء غير مرئية الشكل (4-12).

اما الظواهر الجوية واتي يطلق عليها اسم الجو الحاضر مثل (الامطار، السديم، الضباب، مدى الرؤيا بوحدة الميل) فانها تمثل باشكال على يسار الدائرة ما بين درجة الحرارة ونقطة الندى، ومن خلال ملاحظة الجدول (1) الذي يمثل اكثر الرموز استخداما في الجو الحاضر نلاحظ ان الشكل (3-12) فيه تساقط زخات مطر ومدى رؤيا 2 ميل، والشكل (4-12) تسبب تساقط الثلج الخفيف في تقليل مدى الرؤيا الى ½ ميل.

اما قيم الضغط الجوي فتمثل بشكل ارقام في يمين الدائرة في الاعلى، وبما ان قيم الضغط الجوي ذات ارقام عديدة لذلك لا تسجل جميع هذه الارقام لكي لا تتسبب في تعقيد رموز المحطة، فمثلا قيمة الضغط 1022.5 مللبيار تكتب على الدائرة بشكل 225 كما في الشكل (1-12) وقيمة الضغط 1010.9 مللبيار تكتب بشكل 109 كما في الشكل (2-12) والسبب في حذف الرقمين الاوليين (10) لأنها تتكرر دائما لذلك لا يوجد داعي لأسقاطها على الخارطة الطقسية. اما في حالة كانت قيم الضغط الجوي كبيرة 991 كما في الشكل (4-12) فمن غير المعقول ان نضيف اليها الرقم 10 لتصبح 1099.1 فهذه القيمة الضغطية عالية جدا وغير منطقية، لذلك تبقى القيمة كما هي 991 مللبيار.



شكل (12)

نموذج لطريقة اسقاط بيانات الجو على الخارطة الطقسية السطحية

المصدر:

Richard A.Anthes, John J. Cahir, Alistair B. Fraser, Hans A. Panofsky, The Atmosphere, op. cit., p.56

جدول (1)

رموز الظواهر الطقسية العامة المستخدمة في الخارطة الطقسية السطحية

سديم	∞
ضباب	═
مطر خفيف	• •
مطر متوسط	∴
مطر شديد	⁘
ثلج خفيف	* *
ثلج متوسط	⁂
ثلج شديد	⁂*
زخات مطر	•▽
زخات ثلج	*▽
عاصفة رعدية	⛈
كريات جليدية	△
مطر متساقط قبل ساعة	[•]

المصدر:

Richard A.Anthes, John J. Cahir, Alistair B. Fraser, Hans A. Panofsky, The Atmosphere, op, cit., p. 57

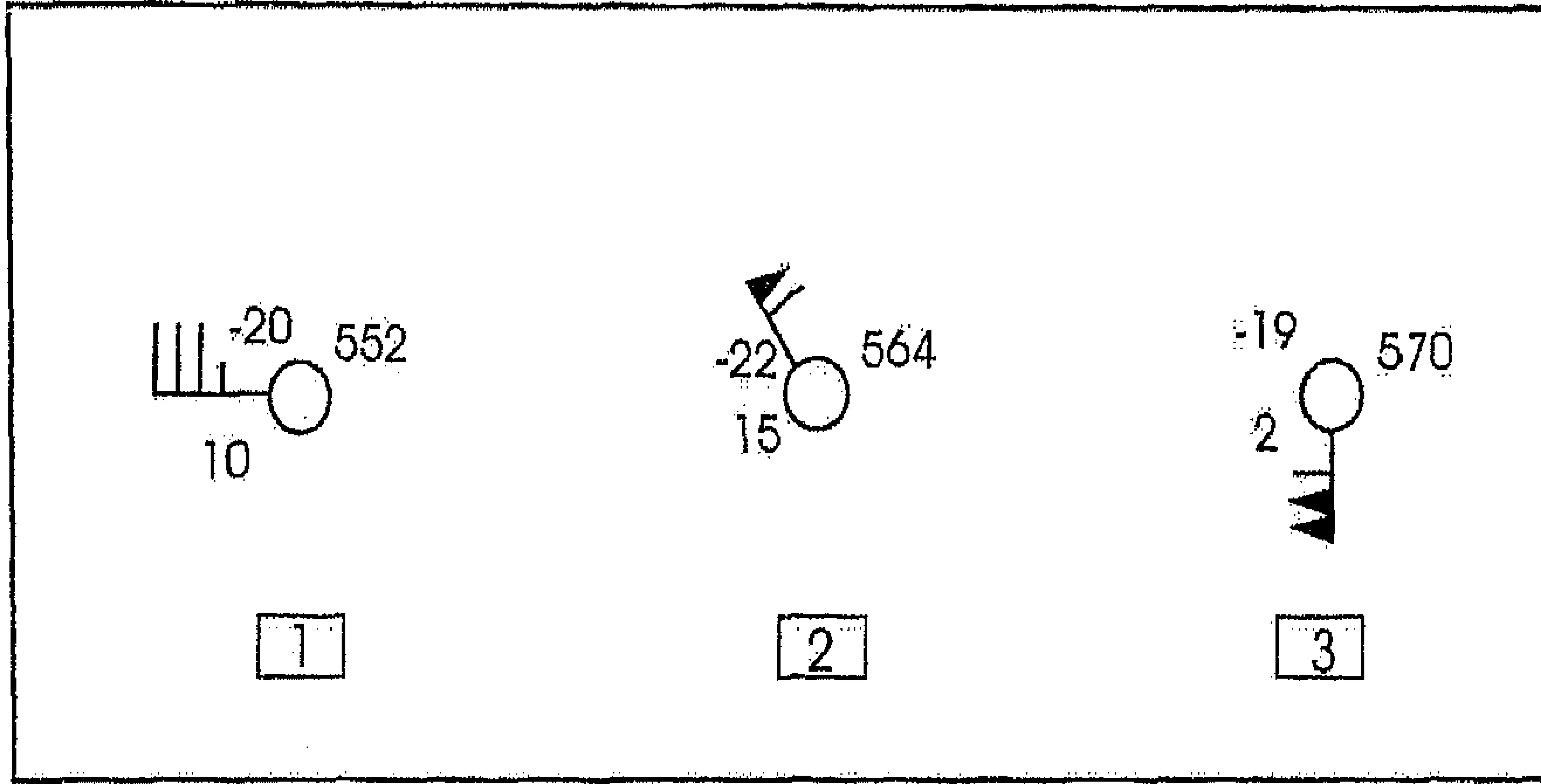
اما خرائط طبقات الجو العليا، فإن اسقاط البيانات الطقسية عليها يكون مشابها للخارطة الطقسية السطحية الشكل (13)، الا ان البيانات الخاصة بالغيوم والجو الحاضر ومدى الرؤيا لا ترسم على خارطة طبقات الجو العليا كخارطة المستوى الضغطي 500 ملليبار، فمن خلال ملاحظة الشكل نجد ان اتجاه الرياح يرسم بالنفس الطريقة المستخدمة في الخارطة السطحية ، ويلاحظ ان سرعة الرياح التي تبلغ 50 عقدة ترسم بشكل مثلث يشبه العلم، فالشكل (2-13) يكون اتجاه الرياح شمالي غربي بينما يكون في الشكل (3-13) جنوبيا.

درجات الحرارة على خارطة طبقات الجو العليا تسقط بالدرجات المئوية، اما المحتوى الرطوبي للهواء فيتم استخراجه من خلال الفرق بين درجات الحرارة ونقطة الندى والتي يطلق عليها اسم انخفاض نقطة الندى (Dewpoint Depression)، ففي الشكل (1-13) فان درجة الحرارة تبلغ (20-) درجة مئوية تحت الصفر ودرجة حرارة انخفاض نقطة الندى تساوي 10 درجة مئوية وهذا يعني ان درجة حرارة نقطة الندى تساوي (30-) درجة مئوية تحت الصفر، وفي حال تجاوزت درجة حرارة انخفاض نقطة الندى 30 درجة مئوية فان يرسم علامة (×).

اما اسقاط قيم الارتفاعات على خارطة طبقات الجو العليا، فانها ترسم على الجهة اليمنى العليا من دائرة المحطة وبالامتار ويتم حذف الصفر من القيم على اعتبار انها تتكرر لجميع القيم لذلك فام ارتفاع المستوى الضغطي في الشكل (1-13) يساوي 5520 متر [1].

---

[1] Richard A.Anthes, John J. Cahir, Alistair B. Fraser, Hans A. Panofsky, The Atmosphere, op, cit, p. 62



شكل (13)

نماذج لطريقة اسقاط بيانات الجو على خارطة المستوى الضغطي 500 ملليبار

المصدر:

Richard A.Anthes, John J. Cahir, Alistair B. Fraser, Hans A. Panofsky, The Atmosphere, op, cit., p. 62

الفصل الثاني

المرتفعات الجوية

- مفهوم المرتفع الجوي.
- تصنيف المرتفعات الجوية.
- المرتفعات الجوية الحديثة (الثانوية).

مفهوم المرتفع الجوي

يعد العالم البريطاني (Francis Galton) اول من حدد مفهوم المرتفع الجوي في عام 1863[1]. وكما جاء في تعريف قاموس المصطلحات الانوائية الامريكي فأن المرتفع الجوي جزء من الغلاف الجوي يتميز بحركة معاكسة للمنخفضات الجوية أذ تتحرك الرياح فيه مع اتجاه عقارب الساعة في نصف الارض الشمالي وعكس عقارب الساعة في نصف الارض الجنوبي [2].

ويعرف ايضا بانه منطقة ذات ضغط مرتفع محاطة بمنطقة ضغط اكثر انخفاضا نسبيا وتتخذ خطوط تساوي الضغط في المرتفع الجوي شكلا دائريا بيضويا [3]. الشكل (14) يمثل مقطع رأسي للمرتفع الجوي.

يكون المرتفع الجوي بيضوي الشكل ويكون طول قطره من الشرق الى الغرب ما بين (2000-4000) كم في حين يمتد من الشمال الى الجنوب ما بين (1000-2000) كم، وبسبب الحجم الكبير للمرتفعات الجوية فانها تتميز بانحدار ضغطي قليل (مقارنة بالمنخفضات الجوية) ولذلك تتميز برياح خفيفة وسيادة حالات سكون الهواء في مراكزها [4].

ويعرف المرتفع الجوي ايضا بانه منطقة ضمن الغلاف الجوي تتميز باستقرار جوي نتيجة للتيارات الهابطة داخل المرتفع من الاعلى نحو الاسفل ويطلق على عملية هبوط التيارات داخل المرتفع بعملية التفرق (Divergence). والشكل (15) يوضح مقطع جانبي في المرتفع الجوي، واثناء

---

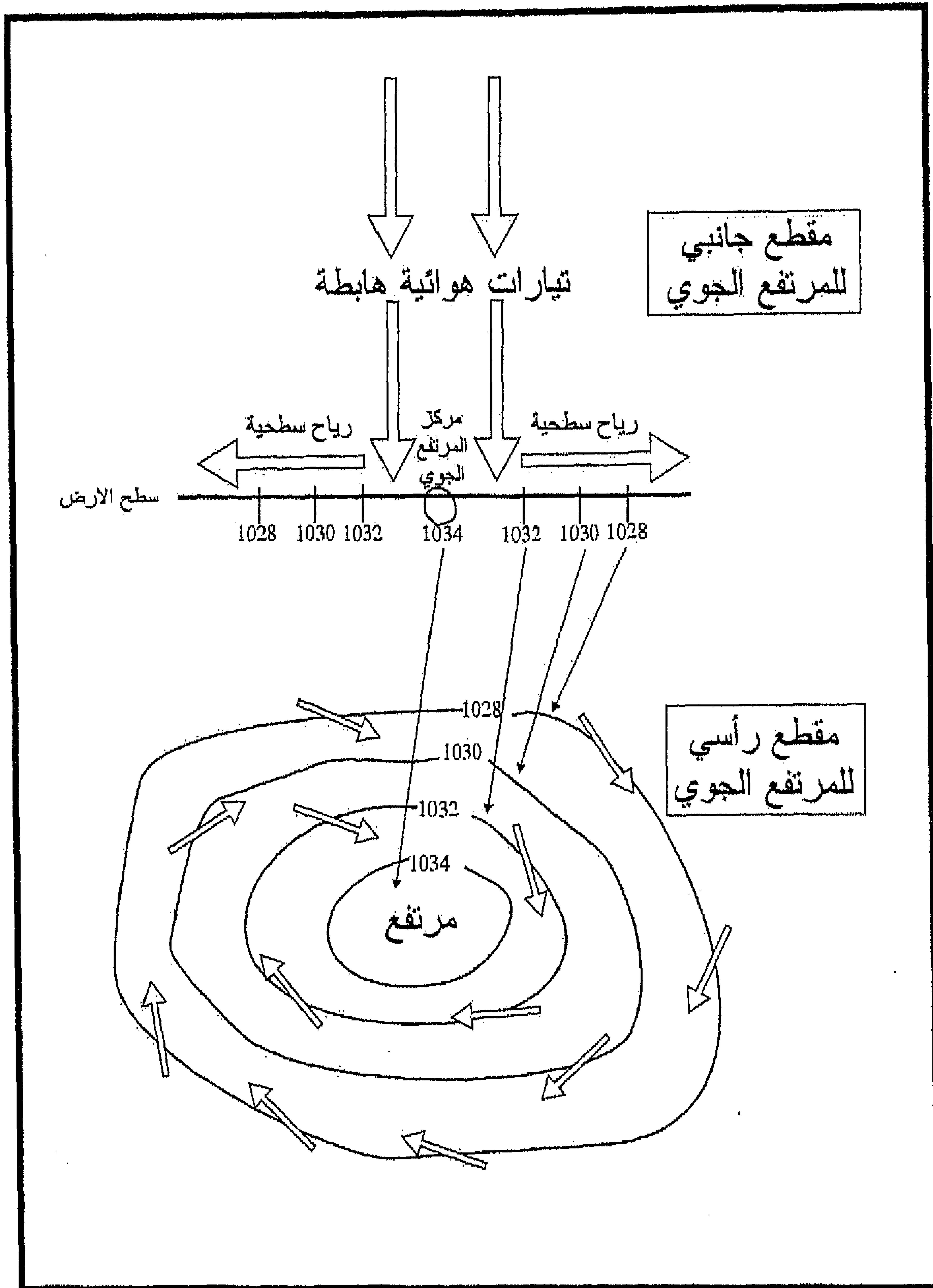
[1] http://www.answers.com/topic/francis-galton

[2] Glossary of Meteorology, publishing by American Meteorological Society, second edition, 2000.

[3] Charles W. Roberts, Meteorology, First edition, Printed by Thomas Reed and Company Limited, Britain, 1971, p.10

[4] Edward Linacre, Bart Geerts, Climates and Weather Explained, first published by Routledge, Britain, 1997, p.293

هبوط الهواء داخل مركز المرتفع فان الهواء سوف يسخن لسببين، الاول بتأثير انضغاط جزيئات الهواء واصطدامها مما يولد طاقة ترفع من حرارة الهواء الهابط، والثاني ان القاعدة العامة في الجو انه كلما ارتفعنا عاليا تنخفض درجات الحرارة (كما هو الحال في الجبال) وبالعكس كلما هبطنا ترتفع درجات الحرارة بسبب القرب من مصدر الحرارة وهو الارض. وفي كلتا الحالتين فان الهواء سيسخن مانعا أي عملية لتكاثف بخار الماء في الجو. وهذا لا يعني ان الغيوم لا ترافق المرتفعات الجوية فمن الممكن تتكون الغيوم داخل المرتفعات الجوية الباردة اذا ما تحركت فوق مسطحات مائية تزود الهواء بالرطوبة داخل المرتفع ويمكن ان يحدث التساقط الخفيف من هذه الغيوم على شكل الرذاذ.



شكل (14)

مقطع راسي وجانبي لمرتفع جوي في نصف الارض الشمالي

المصدر: المؤلف

درجات الحرارة والمرتفعات الجوية:

عندما تكون السماء صافية داخل المرتفعات الجوية صيفا فان ذلك يسمح للأشعاع الشمسي بالتوغل الى سطح الارض مما يؤدي الى سيادة الطقس الدافىء، اما خلال فصل الشتاء فتنخفض درجات الحرارة مع تكون ظاهرة الصقيع (Frost) بتاثير الاشعاع الارضي. وبسبب طول النهار صيفا فان التسخين يكون اقوى كما ان مدة الاشعاع الارضي ليلا تكون قصيرة وكل هذه الظروف تجعل مدة التبريد اقل. اما شتاءا فالعكس يحدث وفي حال طالت مدة بقاء المرتفع الجوي فان صقيعا شديدا سيؤثر على المنطقة المتأثرة بالمرتفع الجوي [1].

ومن جانب آخر فأن درجات الحرارة تختلف بين شرق وغرب المرتفع الجوي، ففي اوربا يكون الجانب الشرقي من المرتفع الجوي ابرد من الجانب الغربي، فبسبب تحرك المرتفع الجوي شرقا على اليابسة الباردة (قارة اوربا) لذلك يكون ابرد من الجانب الغربي الـي يتحرك على المسطح المائي (المحيط الاطلسي).

الضغط الجوي داخل المرتفعات الجوية:

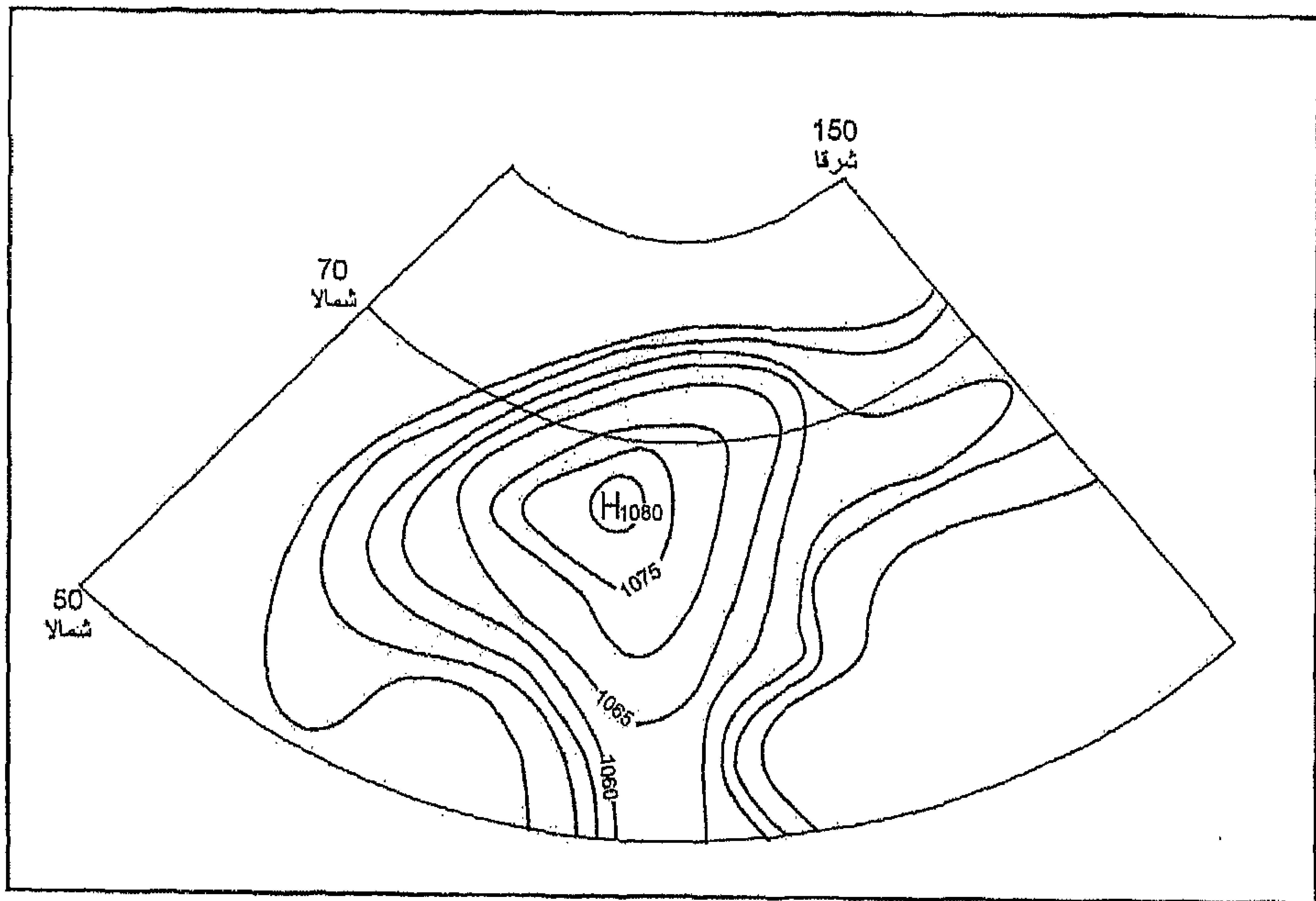
تعد قيمة الضغط الجوي (1013.2)* ملليبار هي الحد الفاصل بين المرتفع الجوي وبين المنخفض الجوي، فأذا زادت قيمة الضغط الجوي عن (1013.2) ملليبار عدت المنظومة مرتفعا جويا اما اذا قلت عن (1013.2) ملليبار عدت منخفضا جويا.

---

[1] A. E. M. Geddes, Meteorology; An Introductory Treatise, lightning Source UK Ltd, 2009, p.223

* 1013.2 ملليبار: وهو الضغط الجوي القياسي (المعياري) والذي يحسب في الاحوال الجوية الوسطى وهي: الضغط عند درجة الحرارة القياسية (الصفر المئوي)، الضغط عند دائرة عرض 45 درجة شمالا، وعند مستوى سطح البحر.

واعلى قيمة للضغط الجوي تم تسجيلها في مركز المرتفع الجوي السيبيري بلغت (1083.8) ملليبار بتاريخ 31 كانون الاول 1968 في محطة اكاتا (Agata) الواقعة في شمال وسط سيبيريا على ارتفاع (263) متر فوق مستوى سطح البحر، وانخفضت درجة الحرارة الى (46°) مئوية تحت الصفر وهي بذلك تعد اعلى قيمة ضغطية مسجلة داخل المرتفعات الجوية [1]. والشكل (15) يوضح المرتفع الجوي السيبيري الذي سجل اعلى قيمة ضغطية على سطح الارض.



شكل (15)

المرتفع الجوي السيبيري الذي سجل اعلى قيمة للضغط الجوي على سطح الارض

المصدر:

B. D. Giles, Extremely High Atmospheric Pressures, op. cit., P.22

---

[1] B. D. Giles, Extremely High Atmospheric Pressures, Weather, Royal Meteorological Society, Vol. 25, No. 1, January 1970, P.19

الرياح داخل المرتفعات الجوية:

اهم ما يميز المرتفعات الجوية هو ان حركة الرياح فيها تكون معاكسة للمنخفضات الجوية، ففي نصف الارض الشمالي تتحرك الرياح مع اتجاه عقارب الساعة في المرتفعات الجوية، في حين تهب باتجاه معاكس لعقارب الساعة في نصف الارض الجنوبي.

ومن مميزات المرتفعات الجوية مقارنة بالمنخفضات الجوية، هو ان الرياح في المرتفعات تكون هادئة في حين تكون عنيفة غالبا في المنخفضات الجوية، كما ان المرتفعات تتميز ببطوء حركتها وعدم انتظام مسارها، كما انها اكثر استقرارا وتتميز بمدة بقاء اطول من المنخفضات الجوية [1].

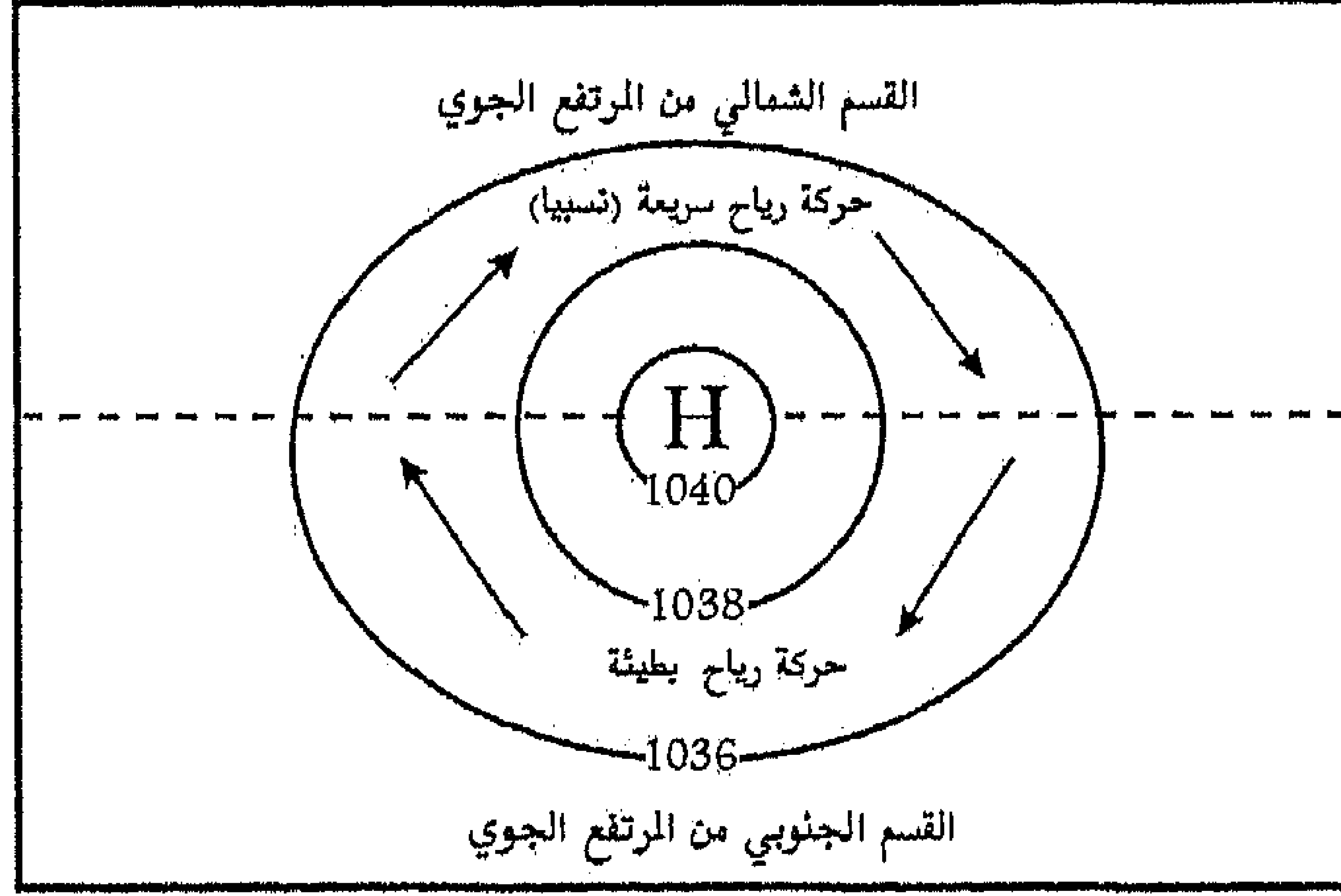
ومن خلال دراسة حركة 16 مرتفعا جويا كبير الحجم في استراليا وذات ضغط جوي ضمن المركز يصل الى 1024 ملليبار وجد ان سرعتها كمعدل بلغت 30 كم/ ساعة وتمتد ما بين 6-72 كم/ ساعة بينما بلغت سرعة 15 مرتفعا صغيرا حوالي 50 كم/ ساعة، وتكون سرعتها ابطوء خلال فصل الشتاء مقارنة بفصل الصيف [2].

يؤثر دوران الارض من الغرب نحو الشرق على سرعة حركة الرياح داخل المرتفعات الجوية، وعليه فأن سرعة حركة الرياح تختلف بحسب نصفي المرتفع الجوي، ففي نصف الارض الشمالي تكون الاقسام الشمالية من المرتفعات الجوية ذات حركة رياح اسرع من النصف الجنوبي بسبب توافق اتجاه الرياح فيها مع دوران الارض من الغرب نحو الشرق. في حين تكون الاقسام الجنوبية من المرتفعات الجوية ذات حركة رياح ابطىء بسبب هبوبها عكس دوران الارض، الشكل (16).

---

[1] W. H. Pick, B.Sc., F. Inst. P, A Short Course in Elementary Meteorology, Fifth Edition, printed and published by his Majesty's Stationary Office, London, 1941, 82.

[2] Edward Linacre, Bart Geerts, Climates and Weather Explained, Op, cit, p.293.



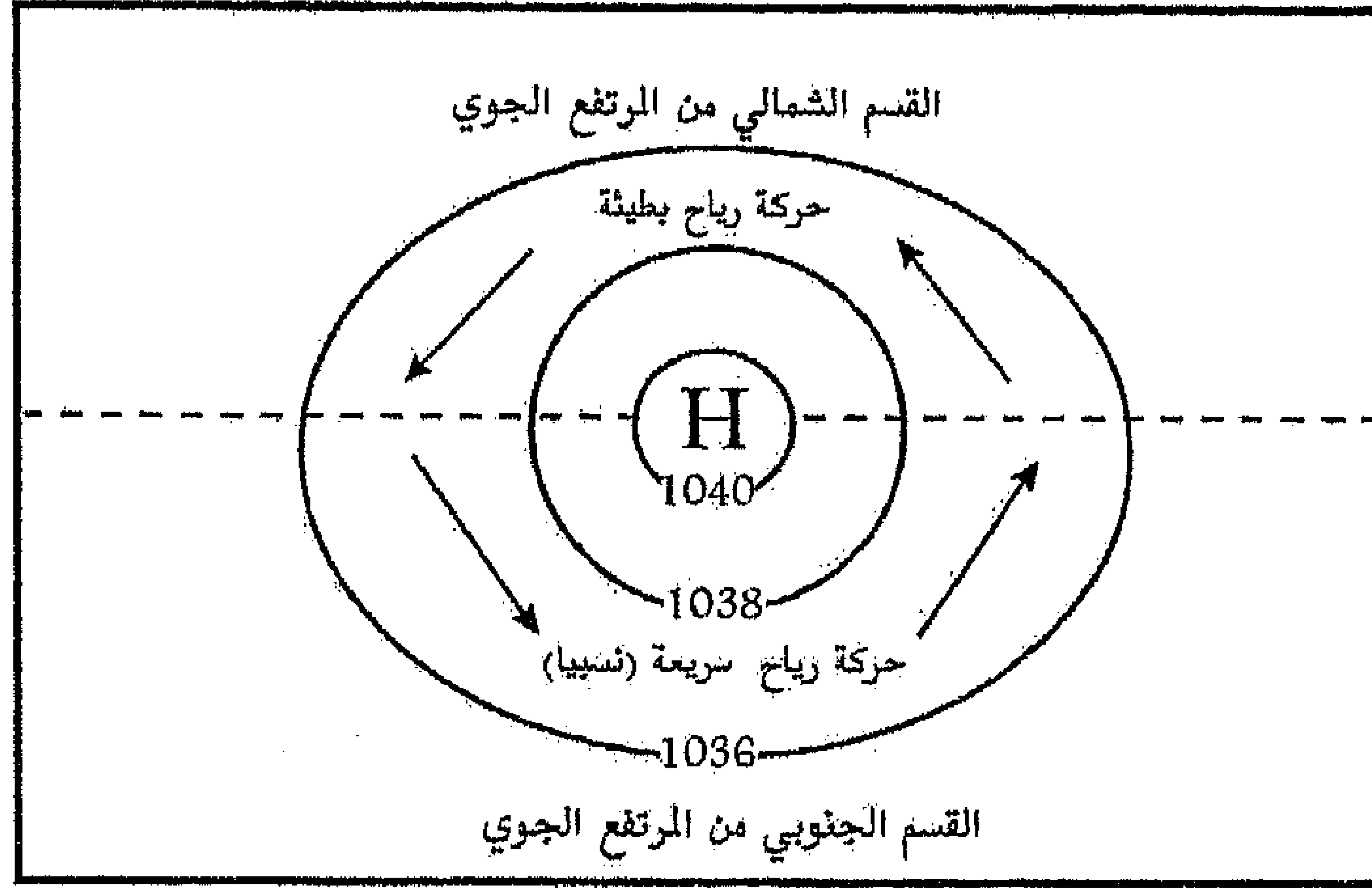
الشكل (16)

تأثير دوران الارض على سرعة الرياح داخل المرتفع الجوي في نصف الارض الشمالي.

المصدر: المؤلف

أما في نصف الارض الجنوبي فأن العملية تكون معاكسة لما موجود في نصف الارض الشمالي أذ تكون الاقسام الشمالية من المرتفعات الجوية ذات حركة رياح ابطيء من النصف الجنوبي بسبب تعاكس اتجاه الرياح فيها مع دوران الارض من الغرب نحو الشرق.

في حين تكون الاقسام الجنوبية من المرتفعات الجوية في نصف الارض الجنوبي ذات حركة رياح اسرع بسبب هبوبها مع دوران الارض، الشكل (17).



الشكل (17)

تأثير دوران الارض على سرعة الرياح داخل المرتفع الجوي في نصف الارض الجنوبي.

المصدر: المؤلف

واختلاف سرعة الرياح داخل المرتفعات الجوية له جوانب تطبيقية عديدة، فالأقسام سريعة الرياح من المرتفعات الجوية تؤدي الى سرعة وصول الكتلة الهوائية داخل المرتفع الجوي مقارنته بالاقسام بطيئة الحركة، كما أن الاقسام سريعة الرياح تؤدي الى توسع المرتفع الجوي اكثر نحو اتجاه الرياح، أما الجهات البطيئة الرياح فستؤدي الى محدودية التوسع، فمثلا في نصف الارض الشمالي يكون توسع المرتفع الجوي السيبيري نحو الجنوب والغرب محدودا بسبب تعارض اتجاه الرياح جنوبا مع دوران الارض، في حين نجد أن المرتفع شبه المداري يتوسع بصورة كبيرة نحو الشرق والشمال لتوافق حركة الرياح فيه مع دوران الأرض. وبعبارة اخرى تتكون المرتفعات الكبيرة الحجم في الجزء الذي يتميز بحركة رياح سريعة وتتكون المرتفعات الصغيرة في الجزء الذي يتميز بحركة رياح بطيئة.

أما في حالة تواجد المرتفع الجوي فوق المسطحات المائية فأن تأثير دوران الارض يكون اقل مقارنته باليابسة بسبب سطح البحر المتجانس ولكن مع ذلك فأن هذا العامل يبقى مؤثرا كما ان الاقسام بطيئة الرياح داخل المرتفع الجوي اثناء حركتها فوق المسطح المائي فأن تشبعها بالرطوبة يكون اكبر مقارنته بالقسم الابطىء حركه من المرتفع الجوي.

الغيوم والتساقط والمرتفعات الجوية:

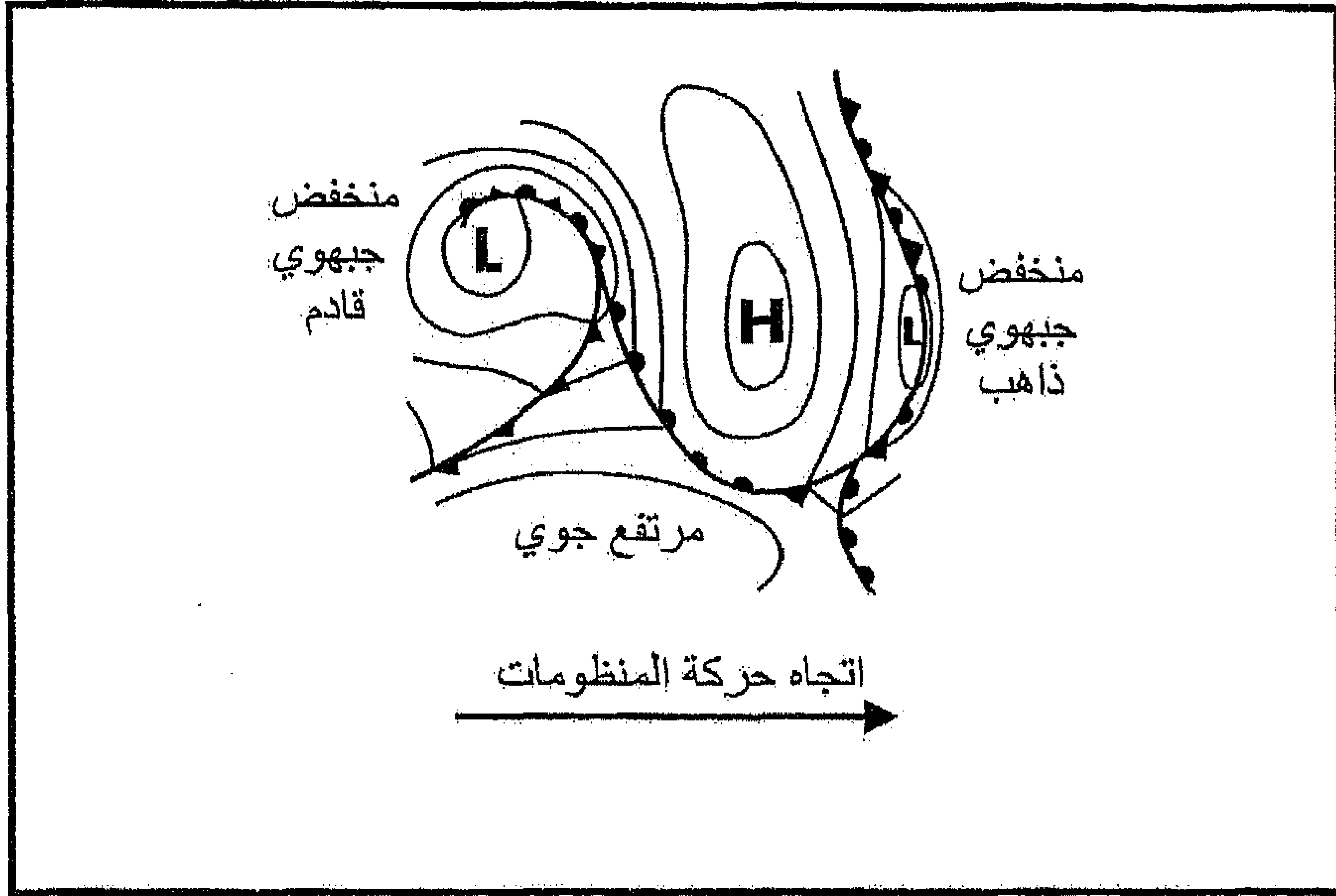
تتكون الغيوم الطبقية المنخفضة في المرتفعات الجوية بحيث انها تغطي السماء بشكل كلي، ويكون ارتفاع هذه الغيوم 3000 قدم (914.4 متر)، كما ويتواجد انقلاب حراري فوق قمم هذه الغيوم وهذا الانقلاب الحراري هو الذي يعطي للغيوم هذا الشكل الطبقي اذا يمنعها من الارتفاع عاليا لتتجمع بشكل طبقة متصلة اسفل طبقة الانقلاب الحراري، ولا يترافق امطار مع هذه الغيوم كما ان الغيوم تتبدد بمجرد ان يبدأ المرتفع الجوي بالاضمحلال، ثم تصبح السماء صافية خالية من الغيوم مع ابتعاد المرتفع الجوي كليا عن المنطقة [1].

اما اذا تواجد المرتفع الجوي بين منخفضين جبهويين فان الحالة الطقسية تكون مختلفة الشكل (18)، ففي الجهة الشرقية من المرتفع الجوي تتواجد غيوم الركام المجزأ (Fracto-Cumulus) وهي في الاصل غيوم مترافقة مع المنخفض الجبهوي الذي تحرك شرقا مبتعدا عن المرتفع الجوي، اما في مركز المرتفع الجوي فالسماء تكون خالية من الغيوم وهادئة، ولكن بالانتقال الى الجهة الغربية من المرتفع الجوي نجد غيوما من نوع السمحاق (Cirrus) والسمحاق الطبقي (Cirro-Stratus) متصلة بالمنخفض الجبهوي المتحرك نحو المرتفع الجوي وتدريجيا يزداد سمك الغيوم مع استمرار تقدم المنخفض الجبهوي [2].

---

[1] A. E. M. Geddes, Meteorology, op. cit. p.222
[2] Ibid, p.222

اما الامطار فهي قليلة مع المرتفعات الجوية، واحيانا تسقط زخات مطرية (Showers) خلال فصل الصيف. كما ومن الممكن ان يتساقط الثلج (Snow) شتاءا عندما تنشط تيارات حملية خلال منتصف النهار [1].



شكل (18)

مرتفع جوي واقع بين منخفضين جبهويين

المصدر:

H. Heastie, A Course in Elementary Meteorology, Second Edition, Her Majesty's Stationary Office, London, p.183

في المنطقة الواقعة بين منخفض جوي ومرتفع جوي فان الطقس يكون متقلب وخاصة اذا كان المنخفض واقعا على الجانب القطبي من المرتفع الجوي، وتحت هذه الظروف فان الامطار صيفا، والمطر المتجمد (Sleet) شتاءا تترافق مع حالات من الطقس الحسن في هذا القسم من المرتفع الجوي. وهذا الطقس المتقلب سببه هبوب تيارات باردة ذات درجات حرارة مختلفة، كما ان وقوع

---

[1] Ibid, 223

المنطقة تحت هذا التوزيع الضغطي (مرتفع ومنخفض جويان متجاوران) فان مدة بقاء الطقس الحسن يكون قصيرا [1] .

التوزيع الجغرافي للمرتفعات الجوية على سطح الارض:

ذكر الباحث بيترسون [2] (Petterssen) ان المرتفعات الجوية فوق سطح الارض لها مناطق مفضلة تشهد تكرارا عاليا مقارنة بمناطق اخرى ذات تكرار اقل، كما ان تكرارات المرتفعات الجوية تختلف حسب فصول السنة، فالمناطق التي تشهد تكرارا مرتفعا خلال فصل الشتاء تشهد بالمقابل تكرارا اقل خلال فصل الصيف.

فخلال فصل الشتاء يعد حزام المرتفع شبه المداري فوق المحيطات من اكثر مناطق الضغط العالي وضوحا، وهذا المرتفع يسجل اعلى تكرار له في غرب سواحل القارات. كما ان القسم الشرقي من المحيط الهادئ تمثل منطقة مهمة لتواجد المرتفعات الجوية فضلا عن غرب المغرب، ومن جانب آخر تسجل هذه المناطق تكرار نادر للمنخفضات الجوية.

وفوق قارة امريكا الشمالية فان تكرار المرتفعات الجوية يكون كبيرا فوق الهضاب العريضة لجبال الروكي، فالمنطقة الممتدة بين نيفادا (Nevada) واتاوا (Utah) وايداهوا (Idaho) تمثل من اكثر المناطق على سطح الارض تكرارا للمرتفعات الجوية. وايضا يكون تكرار المرتفعات الجوية مرتفعا نسبيا ضمن المنطقة الممتدة من الاسكا الى السهول الامريكية العظمى (Great Plains) وهي من نوع المرتفعات القطبية القارية الضحلة، بينما يلاحظ ان تكرار المرتفعات الجوية يكون منخفضا ضمن منطقة البحيرات العظمى (Great Lakes) بسبب التكرار العالي للمنخفضات الجوية كما ان المرتفعات الجوية تتجنب منطقة البحيرات.

---

[1] Ibid, 223

[2] Sverre Petterssen, Introduction to Meteorology, op, cit., P.231-233

وتكرار المرتفعات يكون مرتفعا ايضا في الساحل الغربي للمحيط الاطلسي وهي من نوع المرتفعات القطبية القارية والتي تصبح قليلة الحركة او راكدة عندما تصل للمياه الدافئة للمحيط الاطلسي.

اما على قارة اوربا واسيا فاننا نجد نطاق ذات تكرار عالي للمرتفعات ممتدا من غرب فرنسا الى الصين مع اعلى تكرار في منطقة بيكال (Baikal) والتي تتمثل في المنطقة المفضلة لتكون المرتفع السيبيري. اما على قارة اوربا فاننا نجد التكرار المنخفض للمرتفعات الجوية فوق المسطحات المائية داخل اليابسة والمحاطة بالاراضي الباردة وفوق الخلجان الواقعة في اطراف الحقول الجليدية.

خلال الفصل الدافيء فان موقع حزام المرتفع شبه المداري ينـزاح شمالا اكثر من فصل الشتاء، ويكون التكرار جدا عالي فوق شرقي الهادئ وقليل في غرب الهادئ في حين ينشط المنخفض الهندي الموسمي.

اما فوق امريكا الشمالية فتوجد منطقتان ذات تكرار عالي للمرتفعات الجوية، الاول فوق كنساس (Kansas) ونبراسكا (Nebraska) حيث يتشكل عدد من المرتفعات الجوية الضعيفة والكثير منها ينزاح باتجاه الشرق وتستقر فوق المياه الباردة للبحيرات العظمى، فبعد ان كانت هذه البحيرات تسجل تكرارا عاليا للمنخفضات شتاءا انعكس الامر صيفا وسجلت تكرار عاليا للمرتفعات الجوية.

وخلال فصل الصيف يكون تكرار المرتفعات الجوية على قارة اوربا اكثر فوق المسطحات المائية بسبب برودة المياه مقارنة باليابسة الدافئة.

يمر المرتفع الجوي في حياته بثلاث مراحل [1]:

1. في المرحلة الاولى او مرحلة الولادة يحتل الجزء الاسفل من التروبوسفير.
2. في المرحلة الثانية او مرحلة النضوج يزداد التراكم الهوائي فيزداد المرتفع قوة وثباتا.
3. تتبدد الخصائص الحرارية للمرتفع الجوي مع الزمن فيفقد خصائصه ويختفي بالتدرج.

ويكون الفرق في الضغط الجوي بين مركز المرتفع الجوي واطرافه اكبر خلال الموسم البارد من السنة مقارنة بالموسم الحار لذلك فأن الأحوال الطقسية تكون اشد خلال الموسم البارد [2].

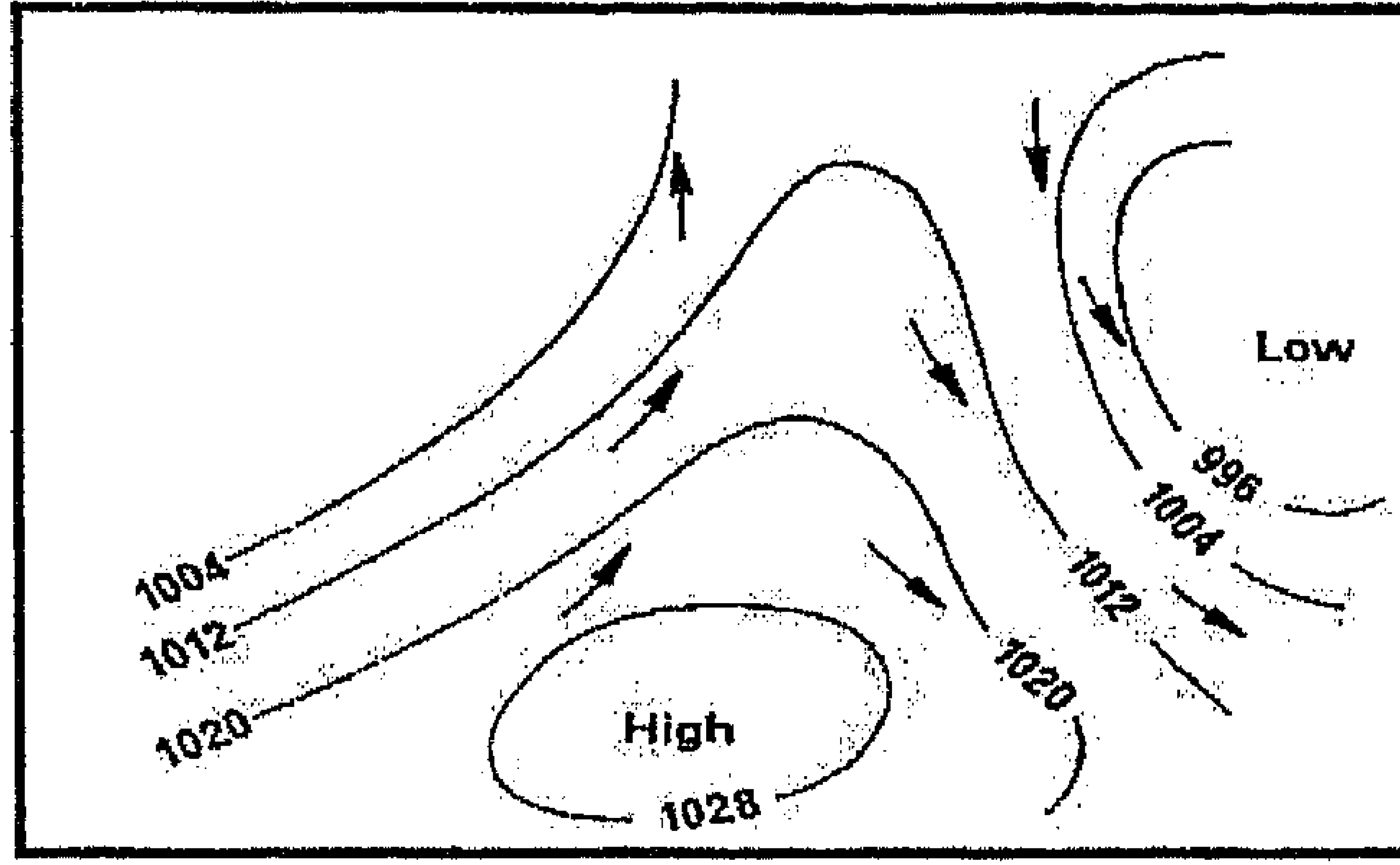
انبعاج (Ridge) المرتفع الجوي:

المرتفعات الجوية بسبب امتدادها الكبير على القارات والمحيطات فان اطرافها تتعرض للأستطالة بحيث تعمل على مد ذراع من اطرافها بعيدا عن مركزها يطلق على هذا الامتداد لخطوط الايزوبار بالانبعاج (Ridge) وكما هو موضح في الشكل (19) بخطي الايزوبار 1012 و 1020 ملليبار، والذي هو محاولة من المرتفع الجوي لأيصال تاثيراته الى مناطق بعيدة عن مركزة وكلما كان المرتفع الجوي اطول عمرا كلما كانت فرص تكون الانبعاج اكبر، ومن الاسباب الاخرى لتكون الانبعاج وجود المرتفع الجوي في منطقة معقدة ضغطيا بحيث يكون محصورا بين عدة منظومات تمنعه من الحركة عند ذلك يعمل على مد ذراع من اطرافه نحو المناطق الاخرى البعيدة على شكل انبعاج.

---

[1] شاهر جمال آغا، علم المناخ والمياه، الجزء الأول (علم المناخ)، المطبعة الجديدة، دمشق، 1977-1978، ص 337.

[2] Glenn.T. Trewartha, An Introduction to climate, op. cit., p. 181.



شكل (19)

انبعاج المرتفع الجوي

المصدر:

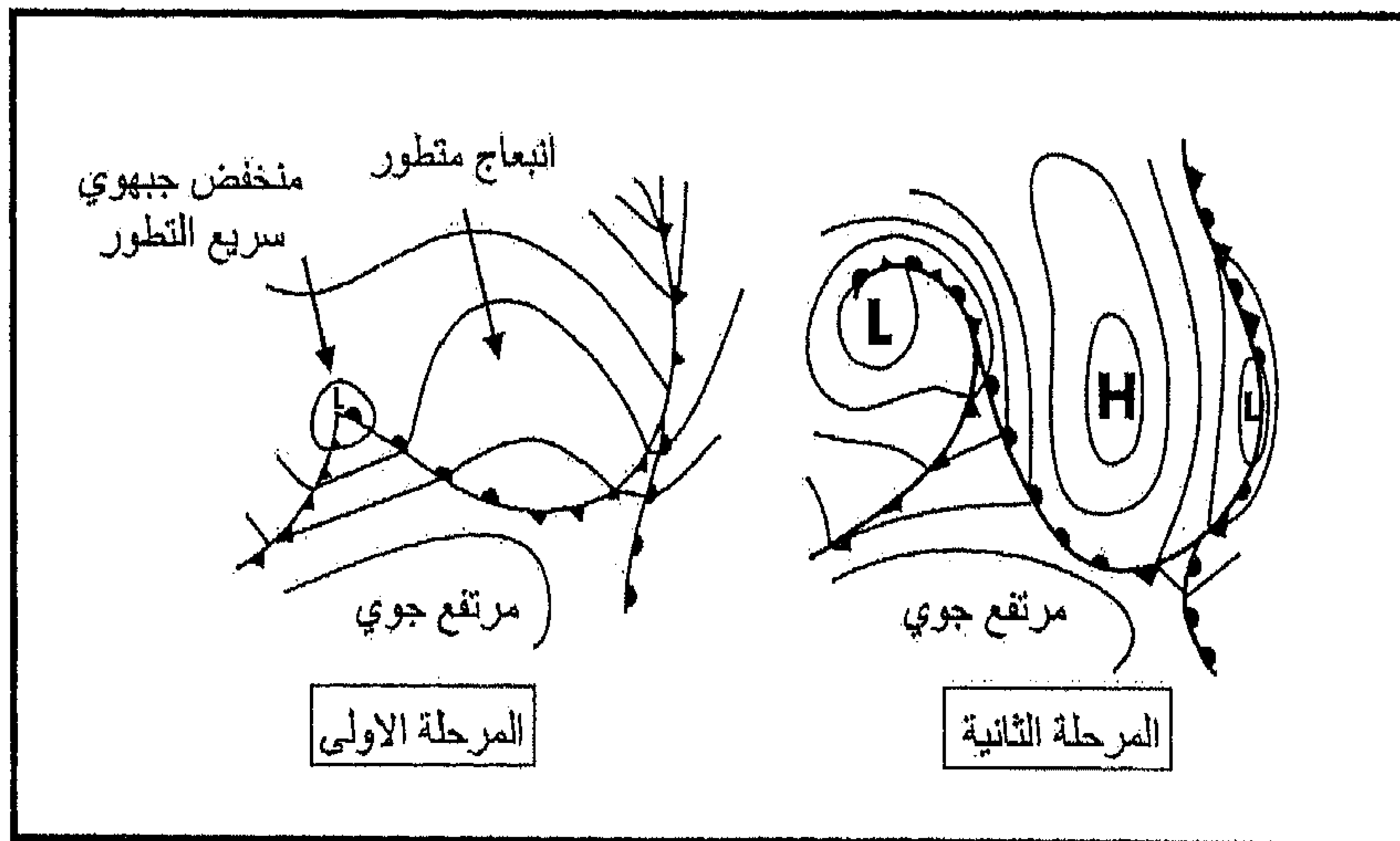
Charles W. Roberts, Meteorology, op. cit., p.10

وتكون الصفات الرئيسية لمركز المرتفع الجوي اكثر وضوحا من انبعاج المرتفع الجوي، فالرياح تكون اكثر هدوءا ويكون الضغط الجوي اعلى في مركز المرتفع مقارنة مع انبعاج المرتفع. وفي حالات عديدة يتكون مركز ثانوي (حديث) في الانبعاج متحولا الى مرتفع جوي يمكن ان يبقى متصلا بالمرتفع الرئيسي او يمكن ان ينفصل عنه متحولا الى مرتفع جوي مستقل.

ويكون الانبعاج ممتدا بين مركزين للضغط المنخفض وتكون حركة الانبعاج سريعة بسبب تاثره بالمنخفضين المجاورين له، اما اتجاه حركة الانبعاج فانه يكون على الزاوية اليمنى لمحور الانبعاج نفسه، ويتميز الجانب الشرقي من الانبعاج برياح خفيفة هابة من القطب، وتكون ذات طقس حسن يدوم لمدة قصيرة، اما الجانب الغربي للأنبعاج فان الرياح تهب من الجانب الاستوائي كما ويتميز بطقس متقلب [1].

[1] N. L. Peter, Weatherwise the Technique of Weather Study, pergamon Press, New York, 1964, p. 72

ومن الممكن ان يتكـون مرتفـع جـوي بـارد مـن خـلال انبعـاج ثـانوي (Minor Ridge) في الهواء القطبي ما بين منخفضين جبهويين وخاصـة عنـدما يندفع الانبعاج ليكون امام الجبهة الدافئة للمنخفض الجبهوي الاول (الواقـع الى الغرب)، ولوحظ ان هذه الحالة الشمولية تحدث عندما يكون المنخفض الجبهوي الاول شديد التطور ولكنه في الوقت نفسه قليل الحركة، ومع مرور الوقت يتطور الانبعاج ويتحول الى مركـز مرتفـع جـوي، والشـكل (20) يوضـح في المرحلـة الاولى نمو وتطور انبعاج ضغطي، وفي المرحلة الثانية يوضـح تطـور الانبعـاج الى مركز مرتفع جوي[1].



شكل (20)

تطور مرتفع جوي بارد من انبعاج دافئ.

المصدر:

H. Heastie, A Course in Elementary Meteorology, op. cit., p.183

[1] H. Heastie, A Course in Elementary Meteorology, op. cit., p.183

تصنيف المرتفعات الجوية:

تصنف المرتفعات الجوية وفق معايير الى انواع عديدة، اذ تصنف اولا على اساس معيار درجات الحرارة الى نوعين مرتفعات دافئة وباردة، وتصنف ثانيا على اساس معيار السطح الذي تتكون عليه الى نوعين المرتفعات القارية والمحيطية، وتصنف ثالثا على اساس معياري عامل الحرارة وموقع المرتفع من المنخفضات الجبهوية الى المرتفعات الدافئة والباردة والمرتفع الوقتي ومرتفع التفريغ القطبي. ويوجد تصنيف رابع يقوم على اساس معيار مدة بقاء المرتفعات الجوية اذ تصنف الى المرتفعات الدائمية والمرتفعات المحلية.

ويعد التصنيف الحراري للمرتفعات الجوية هو ابرز التصانيف والذي يصنف المرتفعات الجوية الى صنفين رئيسيين هما المرتفعات الباردة (الحرارية) والمرتفعات الدافئة (الحركية أو الديناميكية).

وفيما يأتي ستتم مناقشة كل نوع من انواع المرتفعات الجوية.

اولاً: تصنيف المرتفعات الجوية على اساس معيار درجات الحرارة

1- المرتفعات الجوية الدافئة:

ويطلق عليها بالمرتفعات الدافئة لمتكونها في العروض المدارية والمتمثل بالمرتفع شبه المداري، والذي يمثل الحد الشمالي لخلية هادلي في نصف الارض الشمالي والحد الجنوبي لخلية هادلي في نصف الارض الجنوبي. وتسمى ايضا بالمرتفعات الحركية بسبب حركة الهواء وهبوطها من طبقات الجو العليا نحو السطح.

ويساعد امتداد المرتفع شبه المداري على جانبي خط الاستواء على حماية هذه المنطقة من المؤثرات الخارجية التي تأتي من العروض الباردة ولهذا كانت ظروفها المناخية اكثر ميلا الى الثبات والاستقرار [1].

---

[1] أوستن ملر، علم المناخ، ترجمة: محمد متولي، القسم الاول، مطبعة لجنة البيان العربي، 1958، ص106.

وفي داخل المرتفعات الحركية تتميز طبقة الانقلاب الحراري بكونها طبقة دائمية اذا تتكون نهارا وليلا، لأن هبوط الهواء داخل المرتفع شبه المداري سيعمل على تكوين انقلاب حراري على ارتفاع 500 أو 1500 متر بسبب تعرض الهواء الهابط للانضغاط مما يجعله يسخن اكثر من الطبقة السطحية التي تكون ابرد، علما بأنه في المرتفعات الحركية تكون الفروق الحرارية بين طبقة الانقلاب الحراري وبين الطبقة السطحية شديدة الاختلاف وخاصة ليلا، اما نهارا فأن الاختلافات الحرارية تكون اقل.

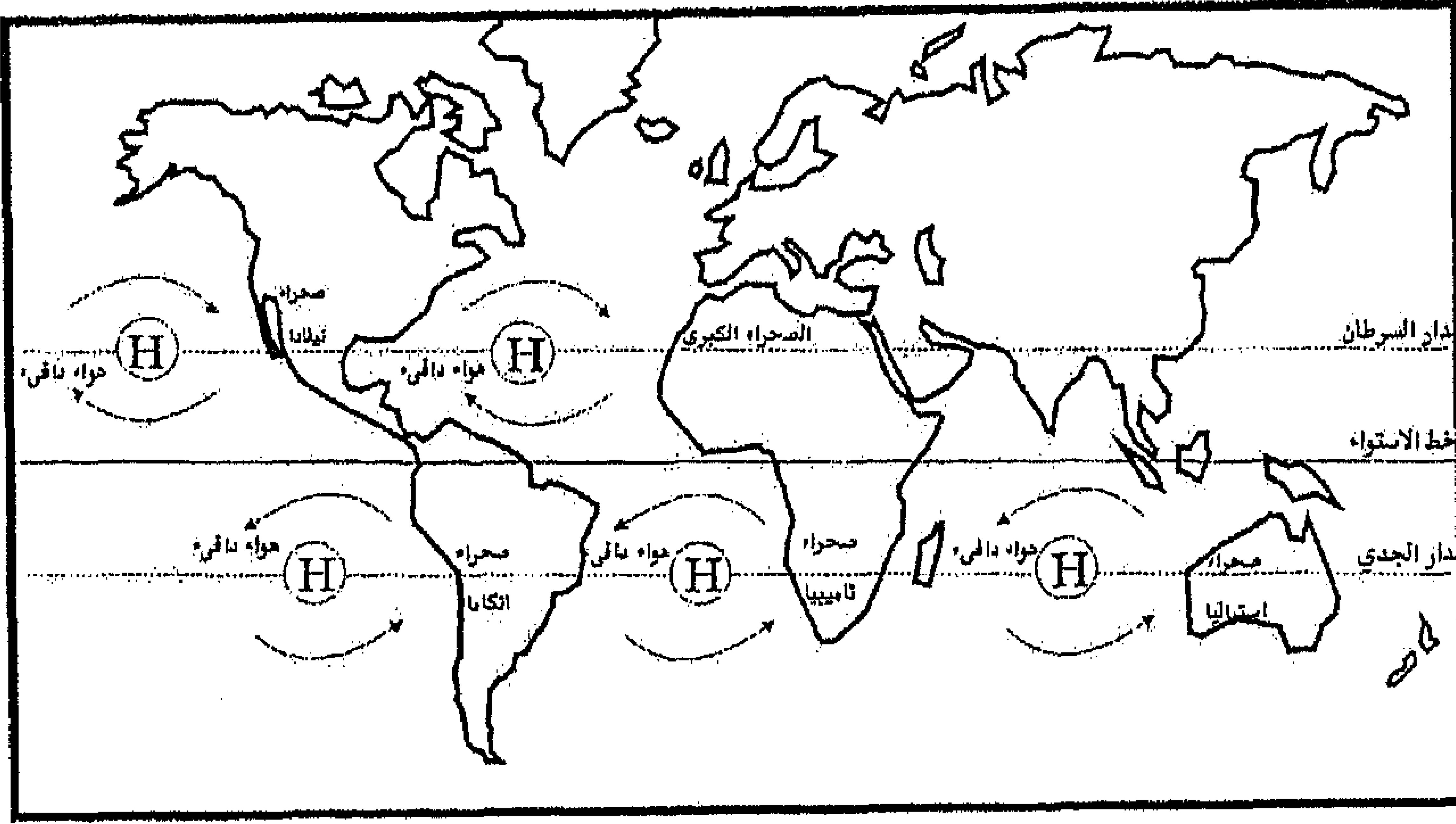
اثناء الليل يفقد سطح الأرض حرارته بالإشعاع الأرضي بصورة كبيرة مما يجعله باردا جدا مقارنة بطبقة الانقلاب الدافئة، اما اثناء النهار فأن الطبقة السطحية تسخن بتاثير الإشعاع الشمسي مما يجعل الفرق الحراري بينها وبين طبقة الانقلاب الحراري ليس كبيرا جدا.

ويعد المرتفع شبه المداري العامل الاساسي في انتشار الصحاري حول الكرة الارضية في غرب القارات ما بين دائرتي عرض (°20-°30) شمال وجنوب خط الاستواء، اذ يوجد اختلاف بين الاجزاء الشرقية والغربية للمرتفع شبه المداري أذ يتصف الجانب الشرقي للمرتفع شبه المداري بالاستقرار الكبير والجو الجاف لذلك تنتشر الصحاري مثل صحراء شمال افريقيا الصحراء الكبرى وصحراء كلهاري في جنوب غرب افريقيا، وصحراء اتكاما في جنوب غرب امريكا الجنوبية، وصحراء غرب استراليا، وصحراء اريزونا في جنوب غرب امريكا الشمالية. في حين يتميز الجانب الغربي للمرتفع شبه المداري بعدم الاستقرار والجو الرطب لذلك تنتشر الاقاليم الرطبة على طول الجوانب الغربية للمحيطات والمناطق المتاخمة لهوامش الساحل الغربي للقارات مثل المناطق الساحلية للبحر الكاريبي وخليج المكسيك في قارة امريكا الشمالية وشرق قارة امريكا الجنوبية وجنوب شرقي قارة افريقيا وشرقي قارة استراليا.

وفسر التباين المناخي بين جانبي المرتفع شبه المداري على ان في خلايا الضغط المرتفع شبه المداري يكون الهواء على الجانب الشرقي هابطا (Subsides) بصورة شديدة مما يجعل الهواء على هذا الجانب جافا، اما على الجانب الغربي فأن هبوط الهواء يكون اقل قوة بالاظافة الى ان هذه الرياح تتحرك لمسافات شاسعة عبر السطح الدافئ للمحيطات المدارية قبل ان تصل الى اليابسة (غرب القارات) مما يحملها كميات من الرطوبة والحرارة [1]. خارطة (2). أما على الجانب الشرقي فأنه يكون تحت تأثير هواء أقل حرارة بسبب تحركه فوق محيطات ذات حرارة اقل مما يقل من قدرتها على حمل الرطوبة لذلك تكون جافة عندما تصل الى اليابسة (غرب القارات).

كما ان هناك عامل آخر يعمل على زيادة رطوبة الرياح على الجانب الغربي لأن سرعة الرياح في النصف الجنوبي من المرتفع شبه المداري تكون أبطأ من النصف الشمالي بسبب تعارض اتجاه الرياح فيها مع دوران الأرض من الغرب نحو الشرق مما يزيد من قدرة الرياح على حمل الرطوبة بسبب حركتها البطيئة على المحيطات المدارية. في حين أن سرعة حركة الرياح في النصف الشمالي من المرتفع شبه المداري تكون اسرع على المحيطات الباردة مما يقلل من مدة بقائها على تلك المحيطات لذلك تقل قدرتها على حمل الرطوبة نحو الاقسام الشرقية من المرتفع شبه المداري.

[1] Alan Strahler, Arthur Strahler, Physical Geography, third edition, John Wiley & Sons, Inc, printed in U.S.A, 2003, p.166



خارطة (2)

دور المرتفع شبه المداري في انتشار الصحاري

المصدر: المؤلف

وتنقسم المرتفعات الدافئة الى نوعين[1] :

أ- المرتفعات الجوية الدافئة الدائمية (Permanent Warm Anticyclones):

وهي المرتفعات المحيطية التي تتكون في العروض شبه المدارية، وتنشأ هذه المنظومات بتاثير تجمع الهواء بشكل مستمر في طبقات الجو العليا، ومن خصائص هذه المرتفعات الاستقرارية العالية والطقس المصاحب يتميز بالصحو مع قليل من الغيوم واحيانا اخرى تنعدم الغيوم بشكل كلي ومدى رؤيا واضح جدا.

تتحرك هذه المرتفعات الدائمية حركة موسمية شمالا وجنوبا مع حركة الشمس، وهي تمتد ما بين دائرتي عرض 30°-40° ضمن نصفي الكرة الارضية. ومعدل مواقع هذه المرتفعات في اي شهر يتغير بشكل كبير من سنة

[1] Charles W. Roberts, Meteorology, op. cit., p.67

لأخرى. والمرتفعات شبه المدارية تمثل الاقليم المصدري للكتل الهوائية المدارية البحرية والتي تنتقل الى عروض اعلى لتلتقي مع الجبهة القطبية.

وعندما يتطور المرتفع الجوي الازوري بشكل كامل صيفا فانه يمتد شمال مواقعه الاعتيادية نحو الجزر البريطانية مؤديا الى سيادة طقس صيفي ضمن تلك الجزر، اما في حالة ضعف المرتفع الازوري وانتقالة جنوب مواقعه الاعتيادية فان الجزر البريطانية تكون عرضة للمنخفضات الجوية مع امطار فوق المعدل العام.

ب- المرتفعات الجوية الدافئة الوقتية (Temporary Warm Anticyclones):

وهي تمثل انبعاج المرتفع الجوي والذي يمتد من الحافة الشمالية للمرتفع الازوري وتصل الى الجزر البريطانية، واحيانا اخرى ينفصل انبعاج المرتفع ويتحول الى مرتفعات منفصلة عن المرتفع الازوري الرئيسي، وفي الجزر البريطانية تكون هذه الحالة اكثر وضوحا خلال فصل الصيف مقارنة بالشتاء كما ان مدة بقائها تكون طويلة.

والمرتفعات الجوية الدافئة من الممكن ان تنشأ نتيجة لأستمرار هبوط الهواء داخل المرتفعات الجوية الباردة الوقتية والتي تبقى ثابتة الحركة خلال مدة طويلة من الزمن مما يؤدي الى تحولها الى مرتفعات دافئة وقتية.

الطقس المصاحب للمرتفعات الدافئة الوقتية يتميز بجو حسن صافي وخصوصا فوق اليابسة صيفا، مع احتمالية لتكون الضباب البحري (Sea Fog) خلال السنة وتحديدا خلال الربيع وبداية الصيف، اما خلال فصلي الخريف والشتاء فان رياح بحرية خفيفة يمكن ان تتسبب في تكوين الضباب الاشعاعي (Radiation Fog).

2- المرتفعات الجوية الباردة:

تنشأ المرتفعات الباردة في العروض العليا وبالتحديد فوق السطوح القارية الباردة كما في شمالي آسيا وشمالي كندا، وهي تمثل منابع الكتل الهوائية القطبية والمتجمدة التي تنحدر نحو العروض الوسطى، وبما ان الضغط يتناقص مع الارتفاع في الهواء البارد بصورة اسرع في الهواء الحار فان شدة هذه الارتفاعات الجوية الباردة تتناقص بسرعة كلما صعدنا الى الاعلى باضطراد أي انها ضحلة في الاعلى[1].

والمرتفعات الباردة على جانب كبير من الاهمية فهي تمثل القطاع البارد الامامي والخلفي للمنخفضات الجبهوية، وبحركتها نحو دوائر العرض الادنى تنقل الهواء البارد لتلك العروض وتخفف من الحرارة الشديدة هناك.

وتختلف المرتفعات الجوية الباردة عن المرتفعات الدافئة بالصفات الاتية:

أ- تكون قيم الضغط الجوي اعلى في مراكز المرتفعات الباردة مقارنة مع المرتفعات الدافئة.

ب- تظهر المرتفعات الدافئة على شكل حزام يحيط بالكرة الأرضية في العروض شبه المدارية، اما في حالة المرتفعات الباردة فتظهر بشكل نطاقات ضغطية منفصلة في العروض العليا اذ تحمل المحيطات الأدفأ من القارات على قطع الاتصال بين المرتفعات الباردة.

ج- المرتفعات الباردة تكون ضحلة في طبقات الجو العليا، عكس المرتفعات الدافئة التي تكون عميقة.

د- المرتفعات الباردة مسؤولة عن انتشار الصحاري الباردة، والمرتفعات الدافئة مسئولة عن انتشار الصحاري الحارة.

---

[1] حازم توفيق العاني، ماجد السيد ولي، خرائط الطقس والتنبؤ الجوي، مصدر سابق، ص 65.

هـ- مع قدوم فصل الصيف تتلاشى المرتفعات الباردة او تضعف ويقل امتدادها نحو العروض الدنيا، في حين ان المرتفعات الدافئة لا تتاثر باختلاف الفصول ولكن يحدث تزحزح في مواقعها الجغرافية فقط.

و- توصلت الدراسات الحديثة ان المرتفعات الدافئة (حزام الضغط العالي شبه المداري) قد تزحزحت نحو عروض اعلى من عروضه الأصلية بتأثير الاحتباس الحراري مما يعني تراجع المرتفعات الباردة نحو عروض أعلى.

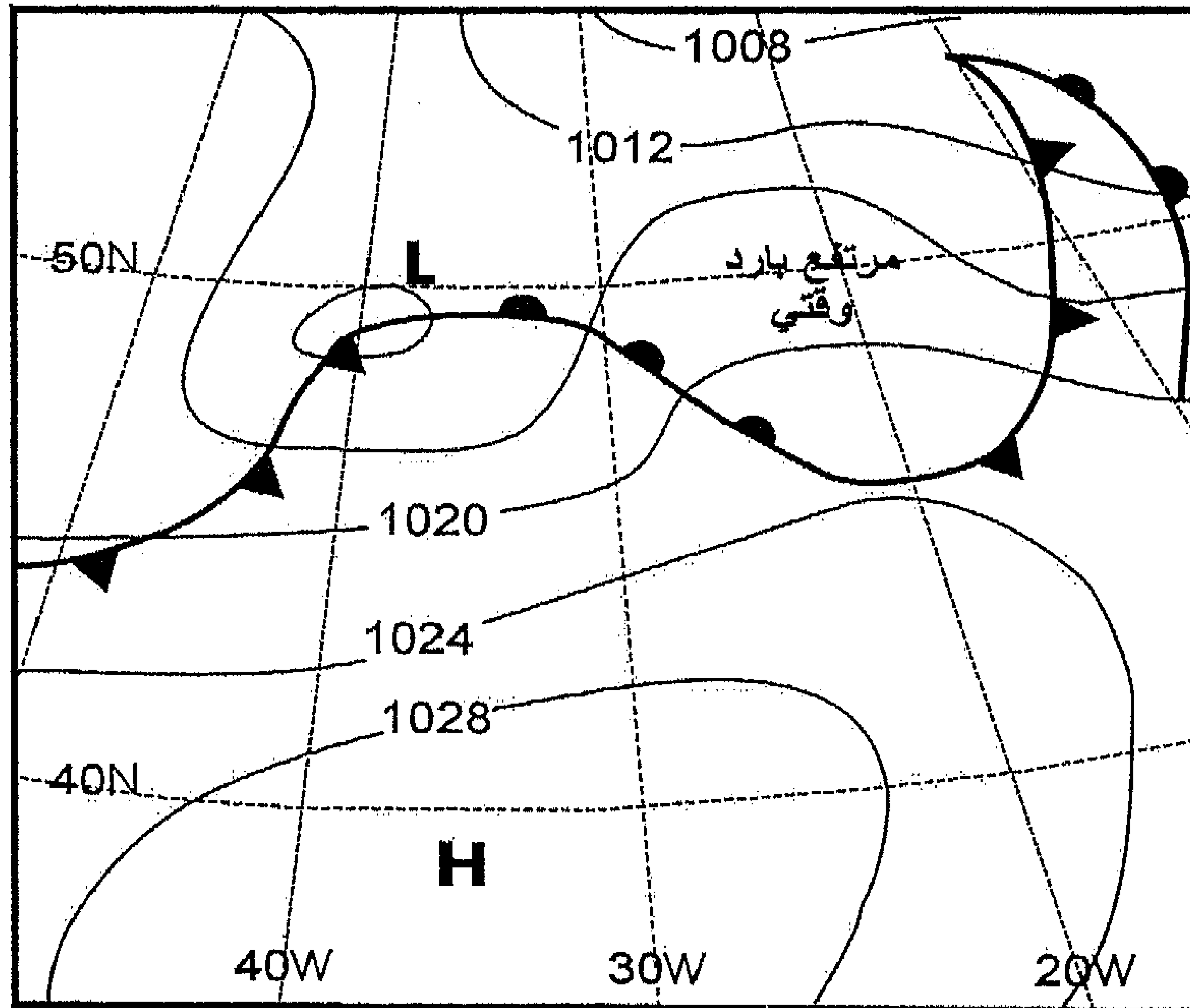
ومن اهم انواع المرتفعات الباردة كل من المرتفع السيبيري والمرتفع الكندي، ويعد المرتفع السيبيري اكبر مساحة من الكندي بسبب عظم مساحة اليابس الآسيوي، ويكون امتداد المرتفع الكندي اكثر نحو دوائر عرض منخفضة لعدم وجود سلاسل جبلية تعيق تقدمه جنوبا، اما المرتفع السيبيري فكثرة امتداد السلاسل الجبلية في جنوبه (سلسلة جبال الهملايا) وغربة (سلسلة الاورال) تعيق او تؤخر تقدمه جنوبا وغربا.

وتقسم المرتفعات الباردة الى:

أ- المرتفعات الجوية الباردة الوقتية (Temporary Cold Anticyclone):

تتكون المرتفعات الجوية الباردة الوقتية في الهواء البارد المحصور بين سلسلة (عائلة) من المنخفضات الجبهوية، وعندما ينهي الهواء البارد سلسلة من المنخفضات الجبهوية فان المرتفع البارد يمكن ان يكون ذو حجم ولكنه قليل العمق، الشكل (21).

وخلال فصل الصيف على البحار واليابسة فأن هذا النوع من المرتفعات سيدوم بضعة ايام حيث سيحل مكانه سلسلة من المنخفضات الجبهوية [1]. ويتضح من الشكل (21) ايضا ان هذه المرتفعات الوقتية تكون واقعة بين الجبهة الباردة للمنخفض الاول والجبهة الدافئة للمنخفض الثاني.



شكل (21)
مرتفع بارد وقتي

المصدر:
Oxford Aviation Training, Joint Aviation Authorities Airline Transport Pilot's Licence Theoretical Manual, op. cit., P.5-3.

[1] Oxford Aviation Training, Joint Aviation Authorities Airline Transport Pilot's Licence Theoretical Manual, First Edition, Second Impression, United Kingdom, 2001, P.5-3.

ب- مرتفعات التفريغ القطبي (Polar-outbreak Highs):

ينشأ هذا النوع من المرتفعات الجوية في نهاية سلسلة من المنخفضات الجبهوية، ولهذا المرتفع الجوي البارد دور كبير في قطع سلسلة المنخفضات الجبهوية فنتيجة لتوغل الهواء القطبي جنوبا فانه سيعمل على قطع مؤخرة سلسلة المنخفضات الجوية ومن ثم ستسود اجواء صاحية بعد سلسلة من الطقس المضطرب الذي ترافق مع مجموعة المنخفضات الجبهوية. الشكل (52 الفصل الثالث).

واثناء توغل مرتفع التفريغ القطبي جنوبا نحو دوائر عرض منخفضة فان الهواء البارد القطبي سيكتسب حرارة من المياه الدافئة التي يتحرك فوقها، وبعد مرور يومين او ثلاثة فان مرتفع التفريغ القطبي سيتحول (Transformed) الى مرتفع شبه مداري [1].

ثانيا: تصنيف المرتفعات الجوية على اساس معيار طبيعة السطح الذي تتكون فوقه [2].

1- المرتفعات الجوية المحيطية:

وهي مرتفعات جوية متمركزة فوق المحيطات بحيث ان كتلتها الهوائية تكون رطبة وتميل درجات الحرارة فيها نحو الاعتدال بسبب التاثير المحيطي الذي يقلل من التطرف الحراري، وتكون المرتفعات المحيطية ذات سماء صافية او غائمة حسب بنيتها والمرتفع شبه المداري احسن مثال للمرتفعات المحيطية، ونلاحظ فيها نوعين من البنية وهي:

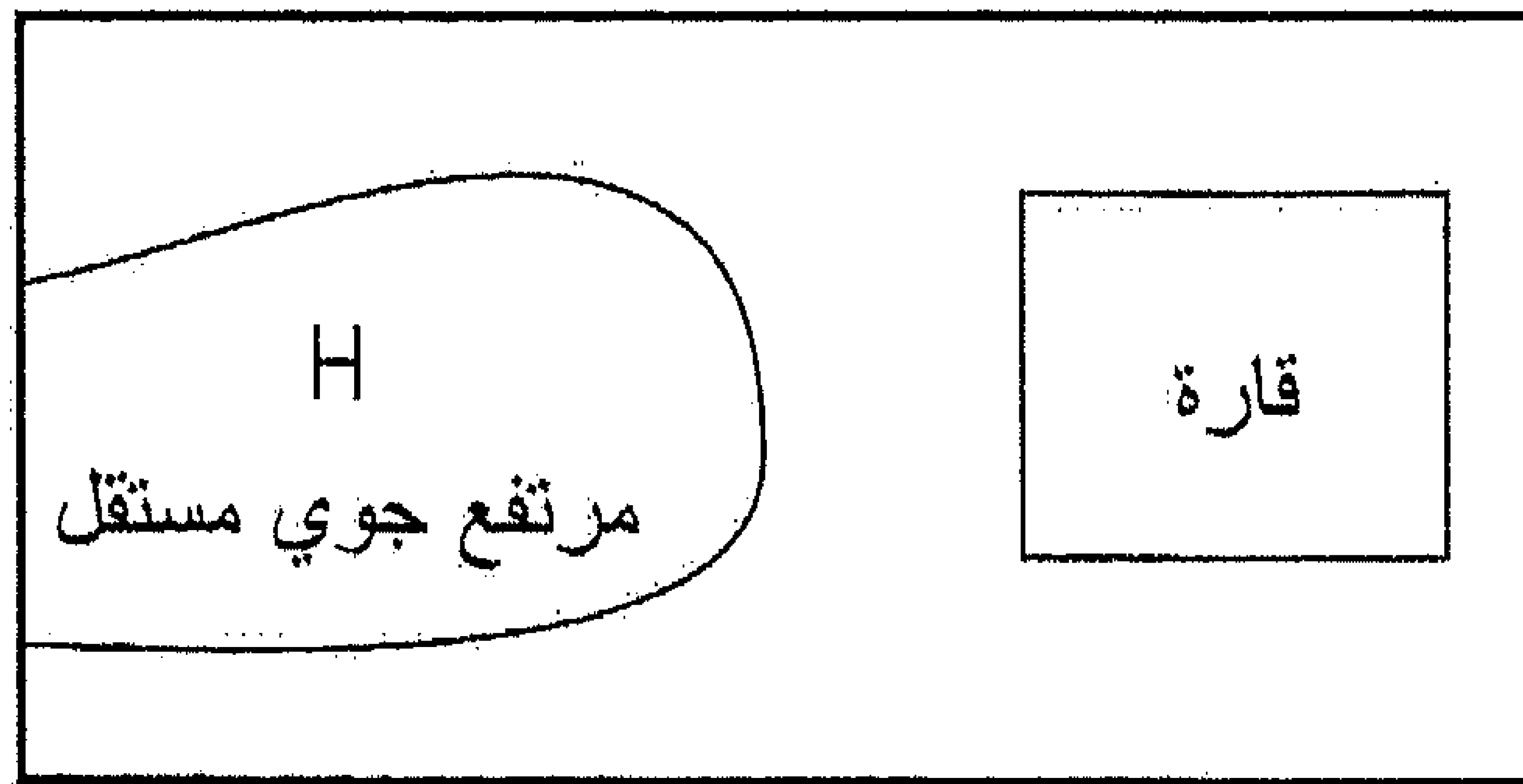
---

[1] Sverre Petterssen, Introduction to Meteorology, op, cit., P.228

[2] عبد الرحمن حميدة، علم المناخ، مطبعة جامعة دمشق، 1968-1969، ص 169-171.

أ- المرتفعات المستقلة:

وهذا النوع من المرتفعات يتمركز بشكل كامل فوق المحيطات وتكون غائمة ذات ضباب في كل الفصول لان هواءها رطب (من اصل محيطي حديث) وراكد (انعدام الحركات الافقية في مركز المرتفع) ويؤدي الركود الى تمركز الرطوبة والاجسام الصلبة العالقة في الهواء فيكون من ذلك تشكل الضباب والغيوم الطبقية. شكل (22).



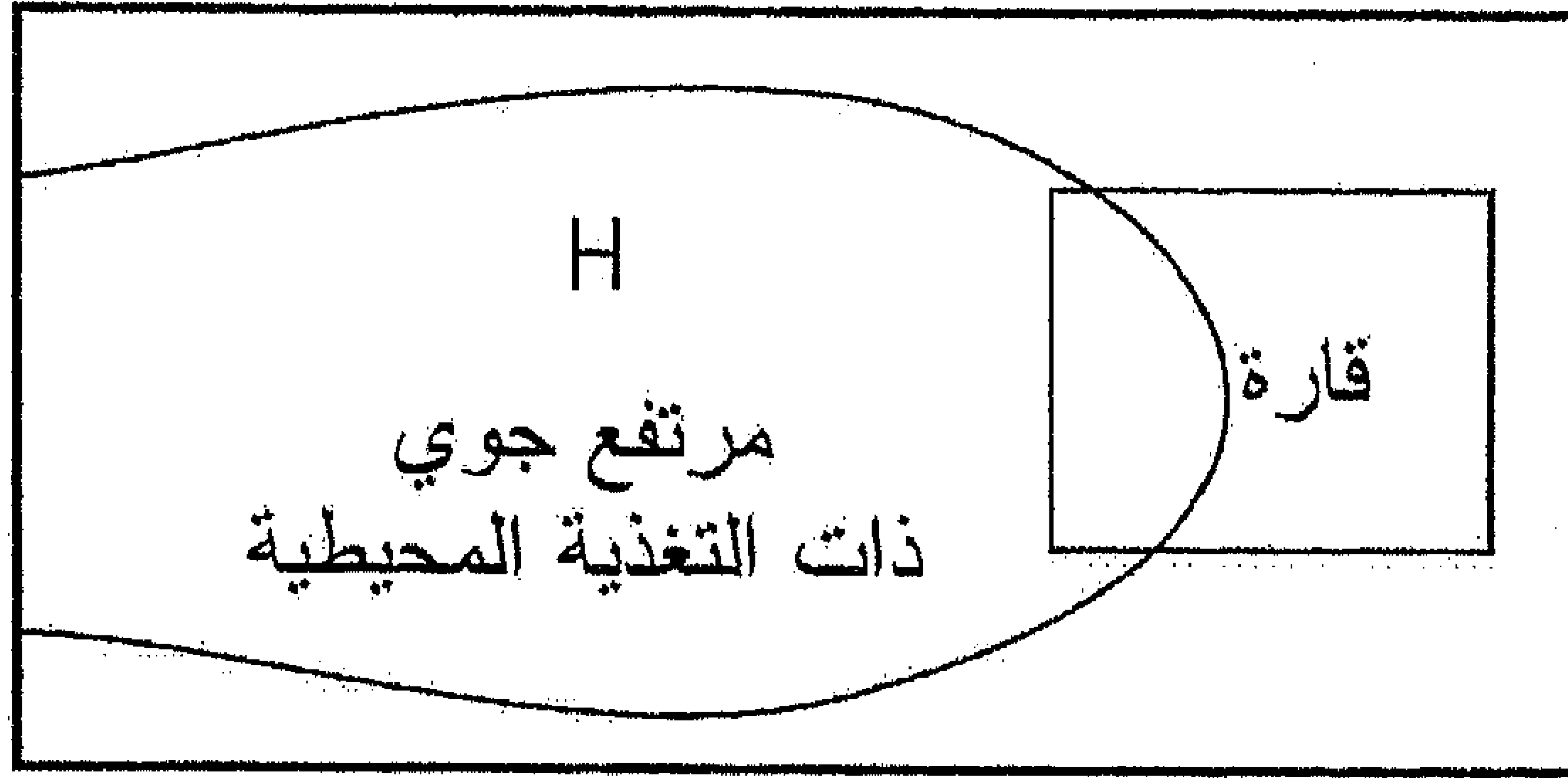
شكل (22)

مرتفع جوي مستقل

المصدر: عبد الرحمن حميدة، علم المناخ، مصدر سابق.

ب- المرتفعات ذات التغذية الراجعة:

وهي المرتفعات التي تكون مراكزها فوق المحيطات واطرافها فوق اليابسة شكل (23)، وهي تدوم اكثر من سابقتها لأن الهواء البحري يغذيها دون انقطاع فيؤخر التاثير القاري.



شكل (23)

مرتفع جوي ذات التغذية الراجعة

المصدر: عبد الرحمن حميدة، علم المناخ، مصدر سابق.

2- المرتفعات الجوية القارية:

وهي مرتفعات جوية تنشأ فوق اليابسة تكون كتلتها الهوائية جافة وتميل درجات الحرارة فيها نحو الانخفاض الشديد شتاءا بسبب التاثير القاري، وتكون المرتفعات القارية ذات سماء صافية والمرتفع السيبيري افضل مثال للمرتفعات القارية.

ثالثا: تصنيف المرتفعات الجوية على اساس معيار مدة البقاء:

وتقسم الى صنفين رئيسيين الاول المرتفعات الدائمية والمرتفعات المحلية، والمرتفعات الدائمية تمت مناقشتها والتي تتمثل في المرتفعات الباردة والمرتفعات الدافئة. اما المرتفعات المحلية فهي لا تحمل جميع الصفات التي يتميز بها المرتفع الجوي الذي يتكون على القارات او المحيطات، وانما هي مناطق تتميز بضغط جوي اعلى من المناطق المجاورة لها.

اذ تنشأ هذه المرتفعات الجوية الصغيرة نتيجة للاختلافات المحلية في درجات الحرارة بين المناطق المتجاورة والمختلفة في اكتسابها للحرارة، وهي تتميز بكونها مرتفعات وقتية لا تتجاوز مدة بقائها بضعة ساعات، وتكون الفروق الحرارية بين الليل والنهار مسؤولة عن تكوينها، وهي مهمة لدورها في تشكيل حركة الرياح المحلية عندما تضعف حركة المنظومات الضغطية الواسعة وتتمثل في كل من نسيم اليابسة والبحر ونسيم الجبل والوادي ونسيم الريف والمدينة.

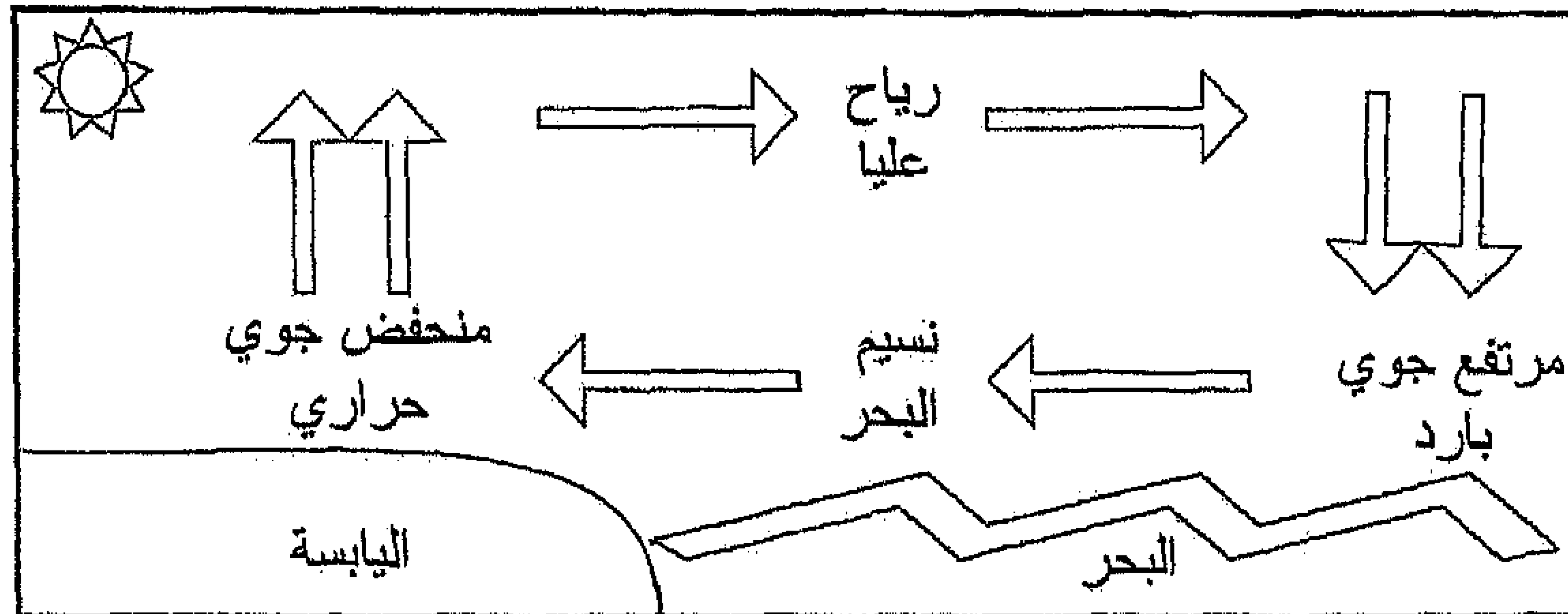
ومن الصعوبة رسم المرتفعات والمنخفضات الجوية لنسيم البر والبحر على الخارطة الطقسية بسبب صغر مساحتها اولا ومدة بقائها القصيرة، الا ان اجهزة قياس الضغط الجوي واتجاه الرياح تستطيع من قياس وتحديد الفروق الطقسية بين هذه الاقاليم الجغرافية الصغيرة والمختلفة. وهي كالاتي:

1- مرتفعات نسيم البحر واليابسة :

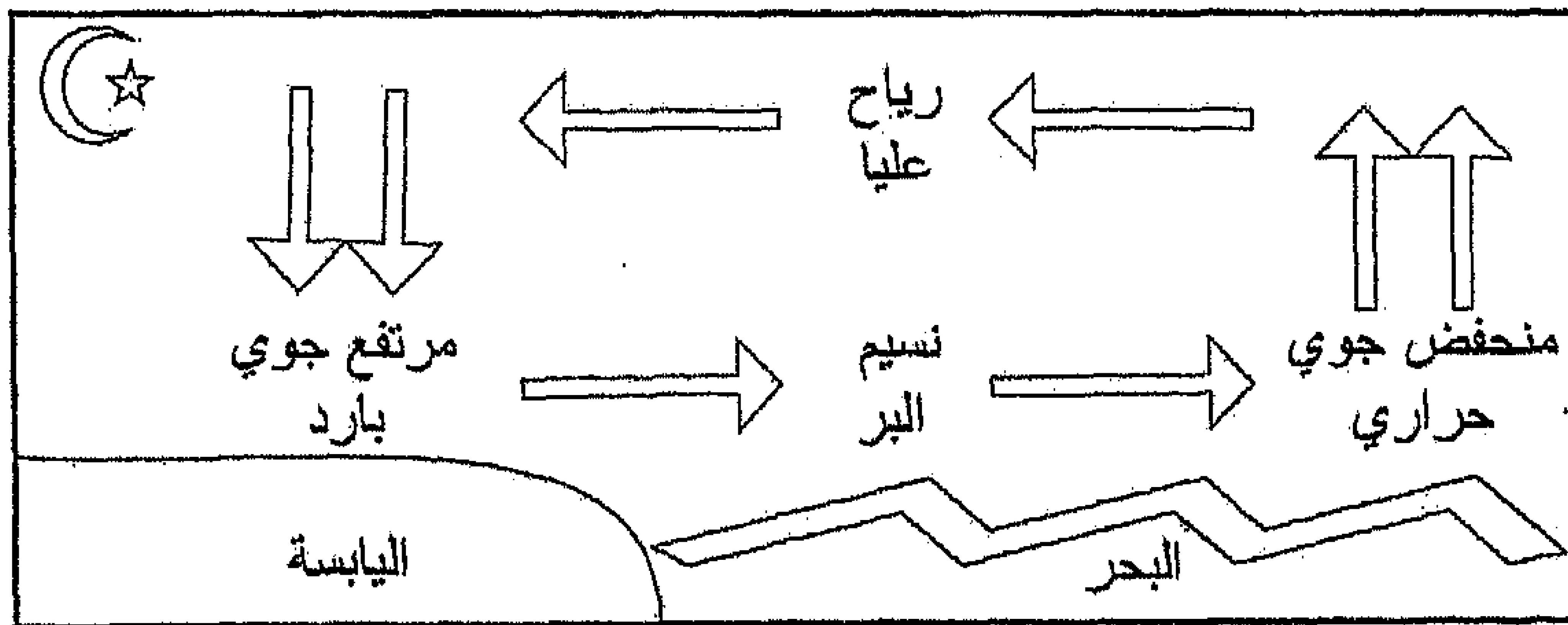
فنتيجة لأختلاف اكتساب الحرارة بين اليابسة والماء، بمعنى ان اليابسة تكتسب الحرارة بسرعة في حين يكتسب الماء الحرارة ببطيء سيحدث فرق حراري بين السطحين اذ تسخن اليابسة نهارا بسرعة ويبقى المسطح المائي ابرد (لأنه لايزال يحتفظ ببرودة الليل) وبالتالي سيتشكل منخفض حراري وقتي على اليابسة الدافئة بالمقابل سيتكون مرتفع بارد على المسطح المائي الابرد. مما يؤدي الى هبوب الرياح على شكل نسيم من المسطح المائي (المرتفع البارد) نحو اليابسة (المنخفض الحراري)، وهذه العملية تحدث نهارا.

اما ليلا فيحدث العكس اذ يتكون مرتفع بارد (وقتي) على اليابسة بسبب سرعة فقدان اليابسة للحرارة ليلا لأنعدام الاشعاع الشمسي، بالمقابل يتكون منخفض حراري (وقتي) على المسطح المائي بسبب احتفاضه بحرارة النهار مما يؤدي الى هبوب الرياح على شكل نسيم البر من اليابسة (المرتفع البارد) نحو المسطح المائي (المنخفض الحراري)، وهذه العملية تحدث ليلا، شكل (24).

وعادة ما يكون نسيم البحر اكثر قوة من نسيم البر، ويمكن ان يصل تاثيره حتى مسافة 20-50 كم، او اقل من ذلك حسب الظروف التضاريسية وحركة الجو العامة وبينما تبلغ سرعة نسيم البحر 4-5 م/ ثا، فان سرعة نسيم البر تكون بحدود 2م/ ثا [1].



نسيم البحر نهارا



نسيم البر ليلا

شكل (24)

المرتفعات والمنخفضات الجوية (الوقتية) المرافقة لظاهرتي نسيم البر والبحر.

المصدر: المؤلف

[1] علي حسن موسى، المناخ والارصاد الجوية، مصدر سابق، ص 267

أهم ما يميز المرتفع الجوي المتكون بتأثير نسيم البحر ونسيم البر كونه مرتفعا وقتيا مرتفع وقتي (قصير العمر) لا يتجاوز الساعات كما انه يكون مرتفعاً ثابت الحركة ومحدود المساحة اذا ما قورن مع المرتفعات الجوية الاعتيادية. وبشكل عام فان المرتفع الجوي المصاحب لنسيم البر والمتكون على اليابسة يكون اقوى مقارنة بالمرتفع الجوي المتكون على الماء بتأثير نسيم البحر، لأن انعدام الإشعاع الشمسي ليلا سيخفض من درجة الحرارة على اليابسة بشكل كبير مما يقوي المرتفع الجوي (البارد). اما خلال النهار فان الإشعاع الشمسي المباشر على المسطح المائي سيضعف المرتفع الجوي البارد.

2- مرتفعات نسيم الجبل Mountain Breeze:

يحدث نسيم الجبل ليلا نتيجة لبرودة قمم الجبال مقارنة بالوادي المجاور الادفأ شكل (25) فبسبب وجود قمم الجبال على ارتفاعات عالية فانها تكون بعيدة عن مصدر التسخين وهو سطح الارض فضلا ان قمم الجبال تكون قريبة من الرياح العليا الباردة واحيانا تكون مغطاة بالثلوج و كل هذا المتغيرات تجعل قمة الجبل ابرد من الوادي عندئذ ينكمش الهواء فوق الجبال ويرتفع ضغطه مكونا مرتفعا جويا باردا (وقتيا).

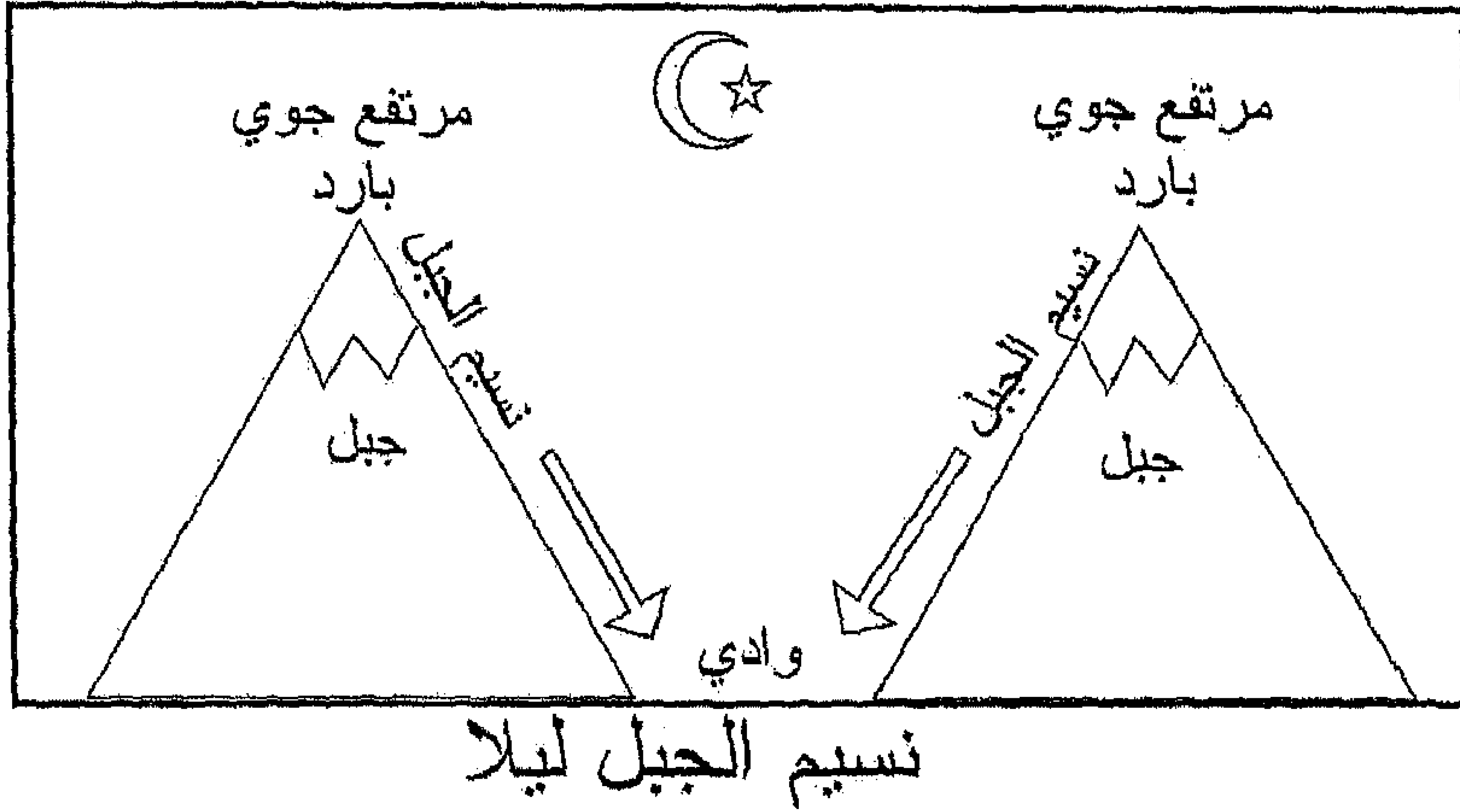
واختلاف الضغوط بين الجبل والوادي يؤدي الى تحرك الهواء على شكل نسيم بارد من الجبل الى الوادي، وفي حالات خاصة تكون كثافة الهواء كبيرة مع وجود منحدر املس شديد الانحدار فيهبط الهواء الى اسفل مكونا عواصف مدمرة [1]. ومن الدلائل على تكون نسيم الجبل تطور الضباب الاشعاعي في بطون الاودية او تكون حالات الصقيع [2].

---

[1] محمد احمد النطاح، الارصاد الجوية – الجزء الاول-، االطبعة الاولى، لدار الجماهيرية للنشر والتوزيع والاعلان، ليبيا، 1990، ص 193.

[2] Frederick k . Lutgens, Edward j . Tarbuck, op. cit., p.202.

من خصائص المرتفع المتكون بتأثير نسيم الجبل انه يكون مرتفع وقتي قصير العمر اذ سرعان ما يتلاشى او يضعف مع شروق الشمس كما انه يكون صغير المساحة. ويكون نسيم الجبل اكثر شيوعا في الموسم البارد [1].



شكل (25)
المرتفع الجوي البارد (الوقتي) المرافق لظاهرة نسيم الجبل.
المصدر: المؤلف

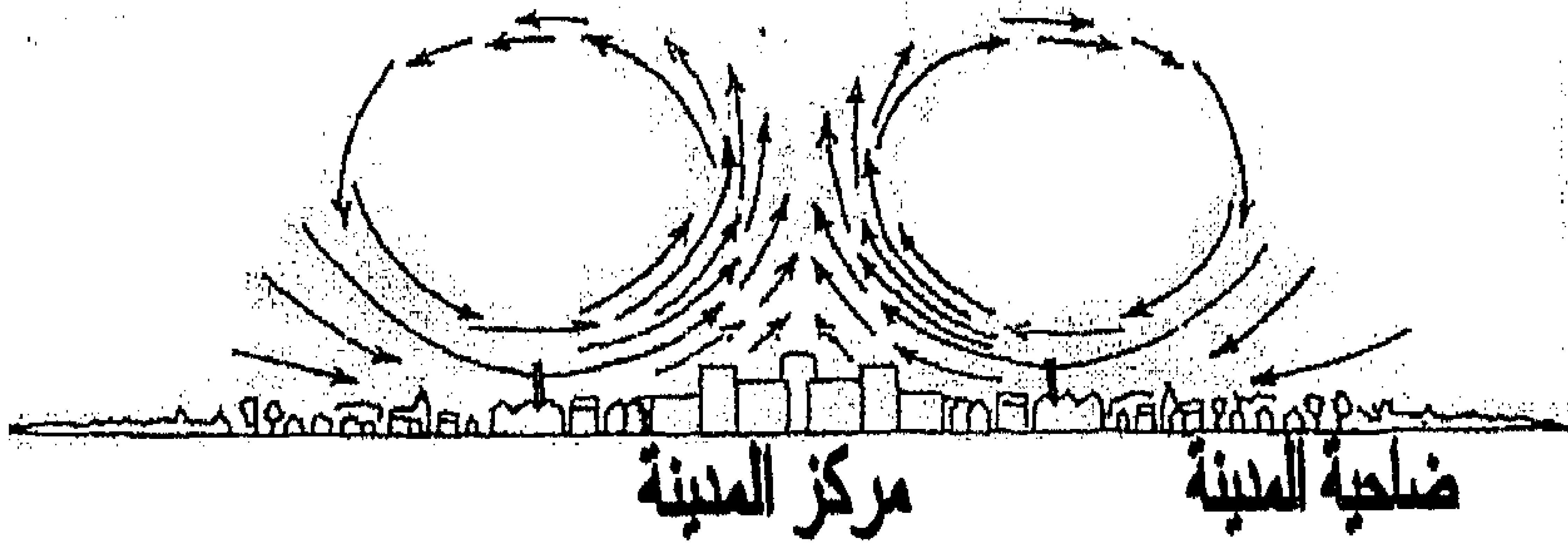
3- مرتفع نسيم الريف Country Breeze:

يحدث نسيم الريف بين مراكز المدن الكبيرة ومناطق الريف المحيطة بها. فنتيجة لأرتفاع درجة الحرارة داخل المدينة (الجزيرة الحرارية) بالمقارنة مع الريف يتكون بينهما تفاوت في الضغط الجوي. فيظهر نسيم الريف وهي الرياح التي تهب من الريف الأبرد نسبيا الى مركز المدينة الدافئ شكل (26) ويظهر نسيم الريف بعد الظهر عندما يزداد الفرق الحراري بين المدينة وريفها. وقد يؤدي نسيم الريف الى تزايد تركيز الملوثات في وسط المدينة وخاصة اذا لم تتوفر وسائل لتشتيت ونقل الملوثات من المدينة الى مناطق أخرى [2].

---

[1] Ibid, p.202

[2] علي احمد غانم، الجغرافية المناخية، مصدر سابق، ص120.



شكل (26)

نسيم الريف

المصدر: علي احمد غانم، الجغرافية المناخية، مصدر سابق، ص 120

وعلى هذا الاساس فان المرتفع الجوي (البارد) الوقتي سينشأ فوق الريف المجاور للمدينة بالمقابل سينشأ المنخفض الجوي (الحراري) الوقتي فوق المدينة. ويشترط لتكون هذه الضغوط الوقتية عدم وجود اضطراب جوي مؤثر على الاقليم مثل هبوب رياح شديدة والتي ستعمل على اضطراب الجو بحيث تعمل على تشويش النسيم المتكون بين الريف والمدينة.

وبشكل عام فان نسيم الريف المتكون شتاءا سيكون اقل وضوحا او معدوما مقارنة بفصل الصيف فانخفاض درجات الحرارة شتاءا سيعيق تكون الجزيرة الحرارية داخل المدينة بحيث يكون المنخفض الجوي في المدينة ضعيفا جدا بحيث لا يستطيع من سحب الرياح من الريف المجاور، اما خلال فصل الصيف فان التسخين الشديد في مركز المدينة سيقوي الجزيرة الحرارية والمنخفض الجوي داخل المدينة مما يساعد على سحب الرياح من الريف المجاور.

وقوة او ضعف المرتفع الجوي الوقتي سيحددها طبيعة الارض في المنطقة الريفية ففي حالة كان الريف المجاور للمدينة مغطى بالنباتات فان ذلك سينعكس على انخفاض درجة الحرارة بشكل اكبر مما ينعكس على تقويه المرتفع الوقتي وقوةِ نسيم الريف، اما اذا كان الريف المجاور قليل النباتات او ارض جرداء عند

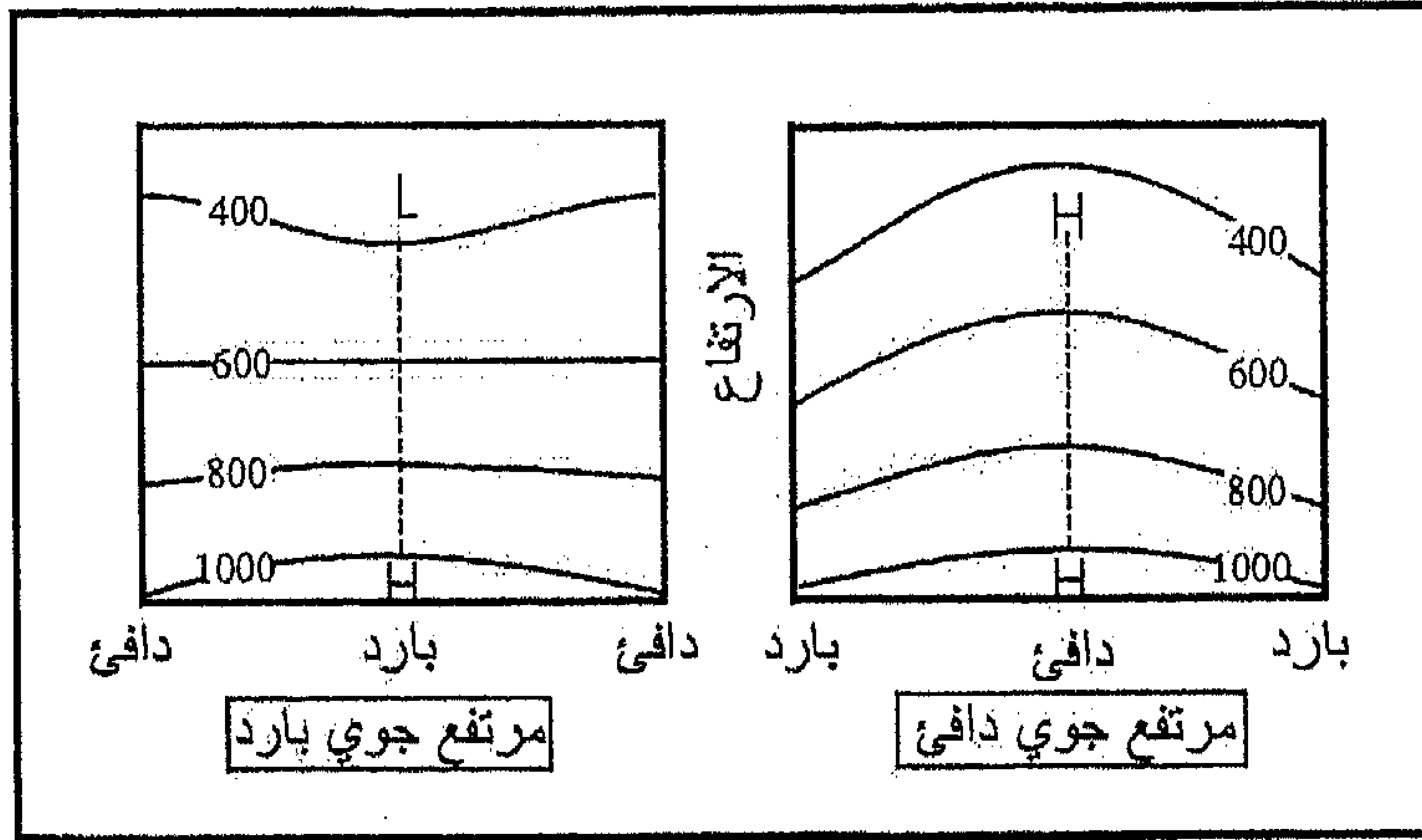
ذلك فان الهواء سيكون ادفئ مما ينعكس على ضعف المرتفع الجوي الوقتي وبالتالي ضعف نسيم الريف.

التركيب العمودي للمرتفعات الباردة والمرتفعات الدافئة:

المرتفعات الباردة تتكون نتيجة لأنخفاض درجات حرارة الهواء، اما المرتفعات الدافئة فتتكون نتيجة لهبوط الهواء من طبقات الجو العليا نحو السطح، وبشكل عام فان المرتفعات الجوية الباردة تكون ضحلة أي يتواجد فوقها منخفض جوي علوي اما المنخفضات الدافئة فتكون عميقة لتواجد مرتفع جوي علوي فوق المرتفع السطحي.

والشكل (27) يمثل مقطع جانبي لمرتفع جوي دافئ ويلاحظ تواجد مرتفع علوي فوقه مما يدل على عمقه وتفسير ذلك ان مركز المرتفع الدافئ يكون اعلى حرارة من اطرافه وبالتالي سيتمدد مركز المرتفع وينكمش الهواء في اطرافه وعليه اذا ارتفعنا عاليا في مركز المرتفع الدافئ فان تغير الضغط بالارتفاع سيكون قليلا بسبب السمك الكبير للهواء الدافئ وبالتالي سيبقى ضغط الهواء مرتفعا.

اما في حالة مركز المرتفع الجوي البارد فانه سيكون ابرد من اطرافه وبالتالي سينكمش الهواء في مركز المرتفع ويتمدد في اطرافه وعليه اذا ارتفعنا عاليا في مركز المرتفع البارد فان تغير الضغط بالارتفاع سيكون سريعا بسبب قله سمك الهواء وبما انه كلما ارتفعنا عاليا يقل الضغط الجوي لذلك فمن الطبيعي ان نجد منخفض جوي علوي فوق المرتفع السطحي البارد.



شكل (27)

مقطع جانبي يظهر التركيب العمودي للمرتفعات الجوية، مرتفع جوي دافئ سطحي قوى على السطح وفي طبقات الجو العليا. مرتفع جوي بارد سطحي ضعيف في طبقات الجو العليا ويتحول الى منخفض جوي.

المصدر:

Sverre Petterssen, Introduction to Meteorology, op, cit., P.162

المرتفعات الجوية والجبهات الهوائية:

تتكون الجبهات الهوائية في المرتفعات الجوية الا انها تكون قليلة الاضطراب او بصورة ادق جبهات خاملة لأن الكتلة الهوائية داخل المرتفع الجوي تتميز بالاستقرار الجوي بشكل كبير لذلك فأن ذلك ينعكس على استقرار تلك الجبهات الهوائية.

وتتكون داخل المرتفعات الجوية ثلاثة انواع من الجبهات الهوائية:

1. الجبهة الباردة (Cold Front):

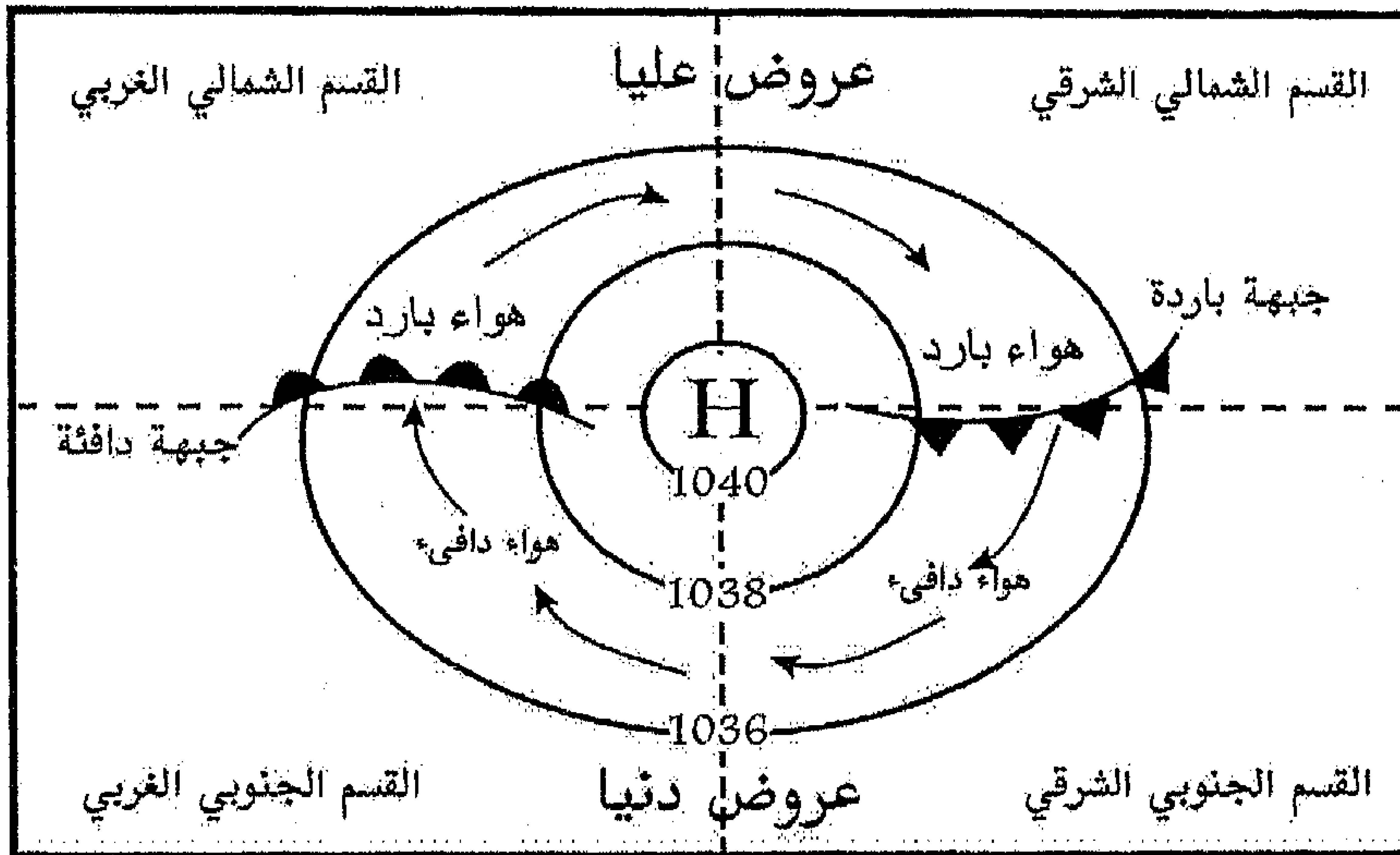
تتكون الجبهة الباردة داخل المرتفع الجوي في اقسامها الشرقية لأن هذه الاقسام تتميز بحركة دورانية للهواء قادمة من عروض عليا باردة ومتجهه نحو عروض دافئة لذلك تتكون جبهة باردة تفصل بين الهواء البارد الواقع في شمال

شرق المرتفع الجوي وبين الهواء الدافىء الواقع في جنوب شرق المرتفع الجـوي، الشكل (28).

2-الجبهة الدافئة (Warm Front):

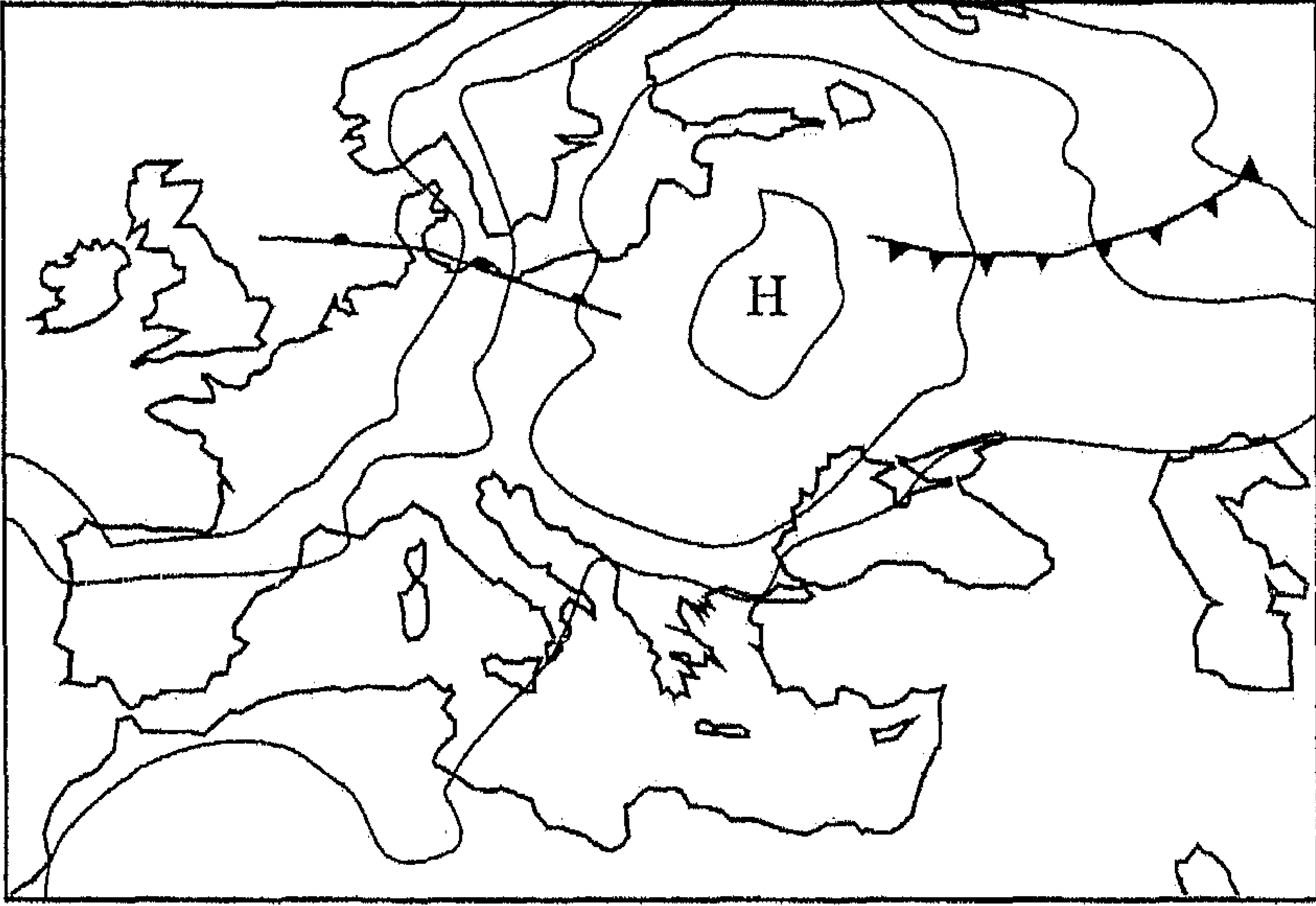
تتكون الجبهة الدافئة في الاقسـام الغربيـة مـن المرتفـع الجـوي لأن هـذه الاقسام تتميز بحركة دورانية للهواء قادمة من عروض دنيـا دافئـة ومتجهـه نحـو عروض باردة عليا لذلك تتكون جبهة دافئة تفصل بين الهواء الـدافئ الواقـع في جنوب غرب المرتفع الجوي وبين الهواء البـارد الواقـع في شمـال غـرب المرتفـع الجوي، الشكل (28).

والخارطة (3) توضح سيطرة مرتفع جوي على شرق اوربا ومرافقة الجبهة الباردة في القسم الشرقي من المرتفع الجوي بالاظافة الى الجبهة الدافئة في غرب المرتفع.



شكل (28)

تكون الجبهات الهوائية داخل المرتفع الجوي.



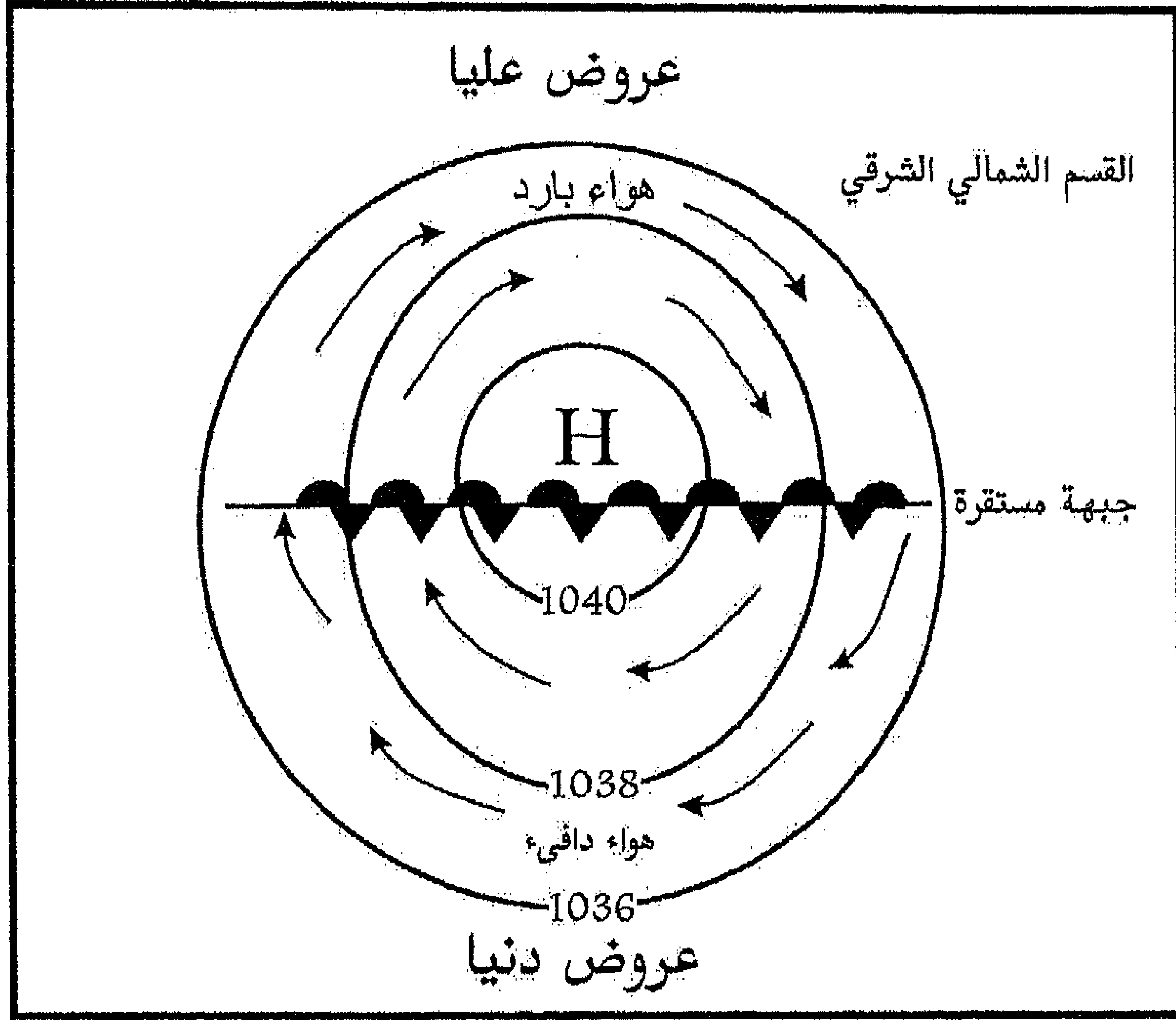
الخارطة (3)

توضح تكون كل من الجبهة الدافئة والباردة للمرتفع الجوي السيبيري.

3- الجبهة المستقرة (Stationary Front):

يطلق على الجبهة الجوية في حال كونها عديمة الحركة أسم الجبهة المستقرة (الساكنة أو الثابته) وتكون الجبهة مستقرة في حال كون كتلتي الهواء المختلفتين الحرارة والرطوبة تهبان متعاكستين في الأتجاه، ولكنهما موازيتان بعضهما لبعض، وموازيتان بذلك لخط الجبهة، وأيضا لخطوط الضغط المتساوية.

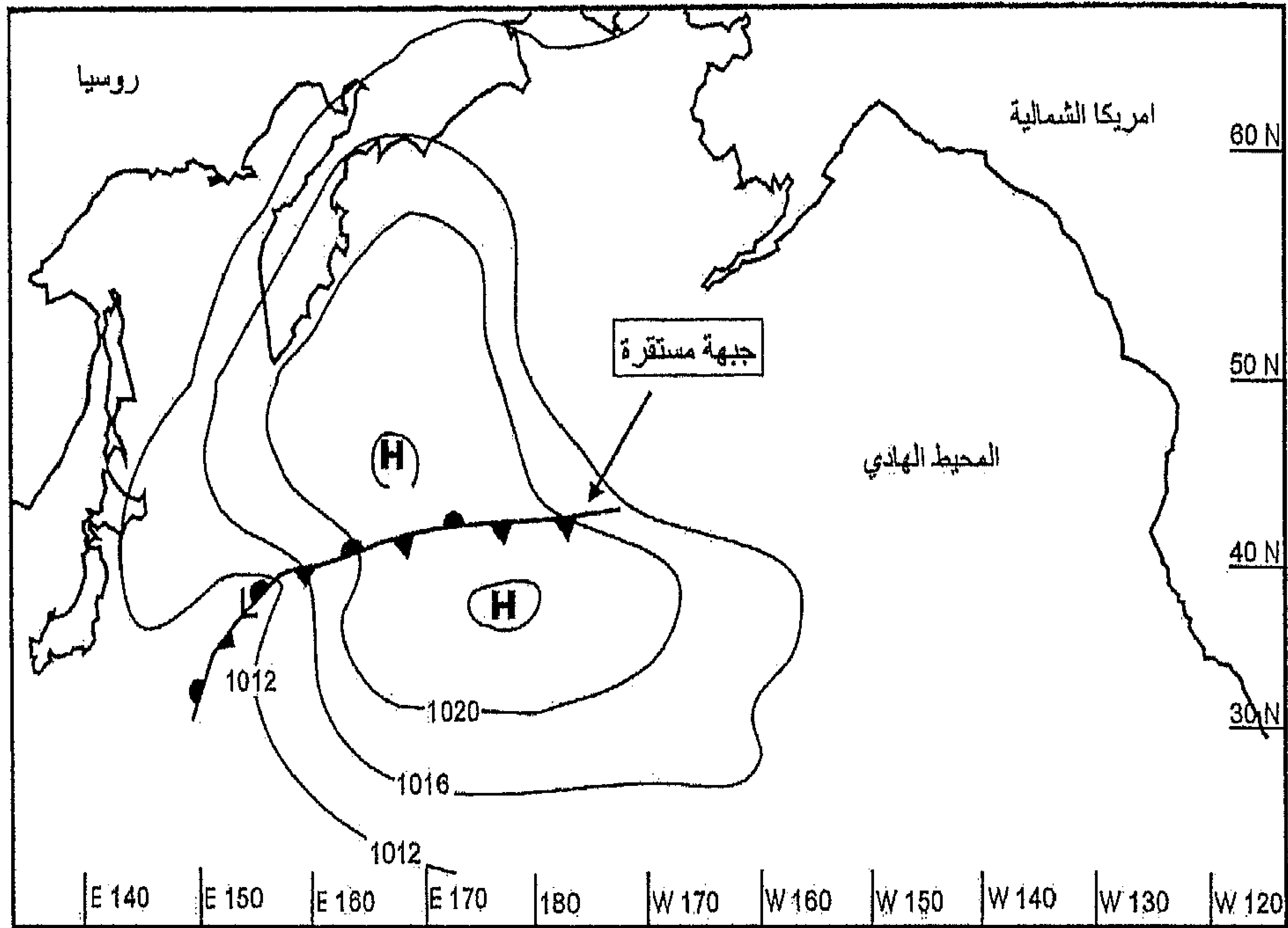
تتكون الجبهة المستقرة داخل المرتفع الجوي عندما يكون المرتفع الجوي راكدا فوق منطقة واسعة (سيبيريا) تمتد من الشمال الى الجنوب، فالهواء في الشمال يبقى ابرد من الهواء في الجنوب مما يكون جبهة مستقرة، الشكل (29) والخارطة (4).



شكل (29)

تكون الجبهة الهوائية المستقرة داخل المرتفع الجوي.

المصدر: المؤلف



خارطة (4)

تكون جبهة هوائية مستقرة في مرتفع هاواي الجوي في شمال المحيط الهادي بتاريخ 27-8-2009

المصدر:

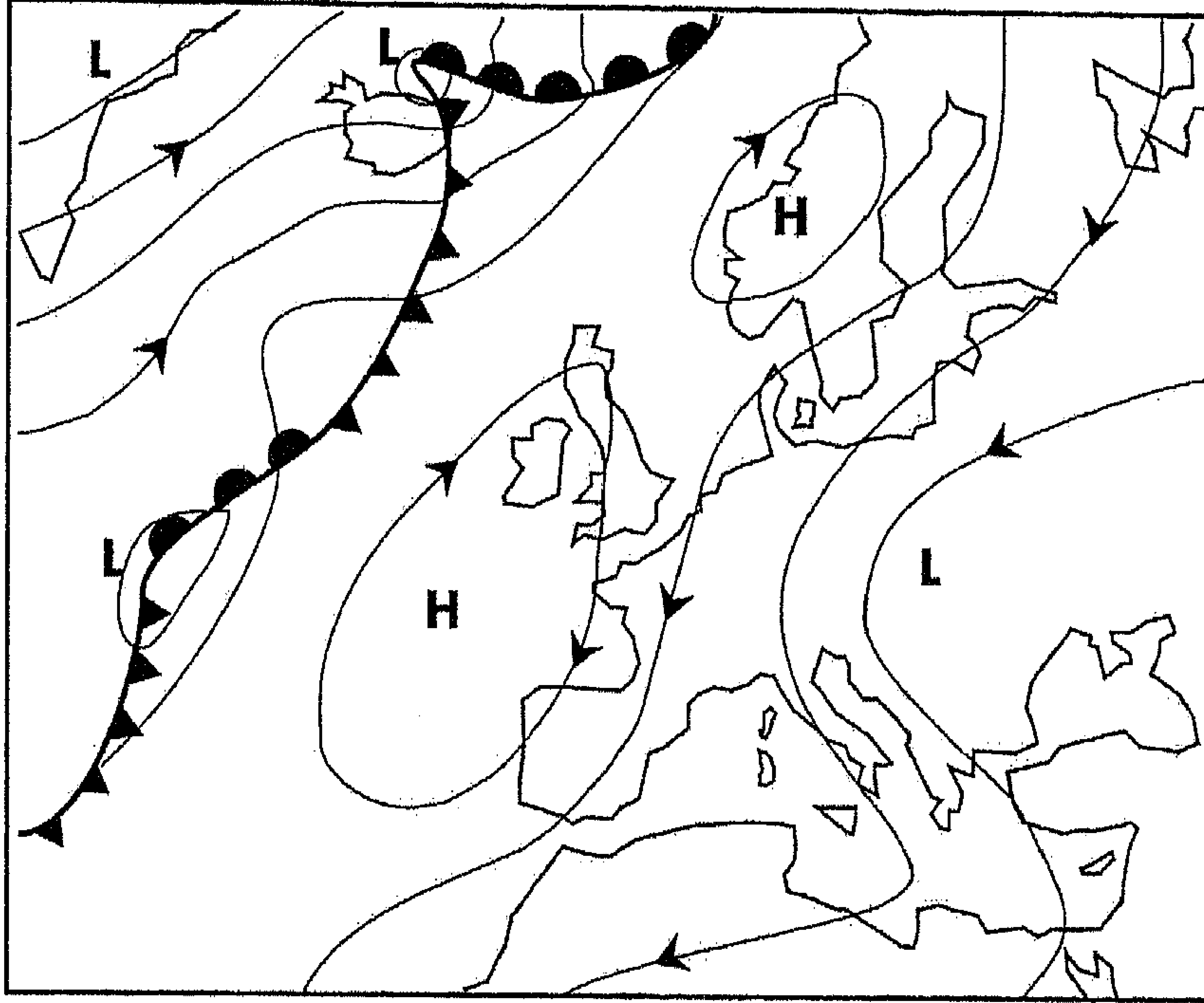
Ocean Prediction Center (www.opc.ncep.noaa.qov)

المرتفع الجوي الحاجزي (Blocking):

المرتفعات الجوية الدافئة عندما تمتد من المرتفع الجوي شبه المداري ستعمل على انحراف المسار الغربي-الشرقي المعتاد للمنخفضات الجبهوية وتدوم لعدة ايام.

والخارطة (5) يوضح كيف يتحول مسار سلسلة من المنخفضات الجبهوية من المسار الغربي-الشرقي ليصبح مسارها شمالي-جنوبي او طولي (Meridional) بتاثير امتداد المرتفع الازوري (شبه المداري) وتبين ان هناك

مناطق جغرافية محددة لظهور المرتفع الحاجزي وخاصة بين خطي طول 10-20 غربا في شمالي المحيط الاطلسي [1].



خارطة (5)

امتداد المرتفع الازوري (الحاجزي) نحو اسكندافيا

المصدر:

Oxford Aviation Training, Joint Aviation Authorities Airline Transport Pilot's Licence Theoretical Manual, op. cit., P.5-4.

---

[1] Oxford Aviation Training, op, cit, p.5-4..

المرتفعات الجوية الحديثة New Anticyclone :

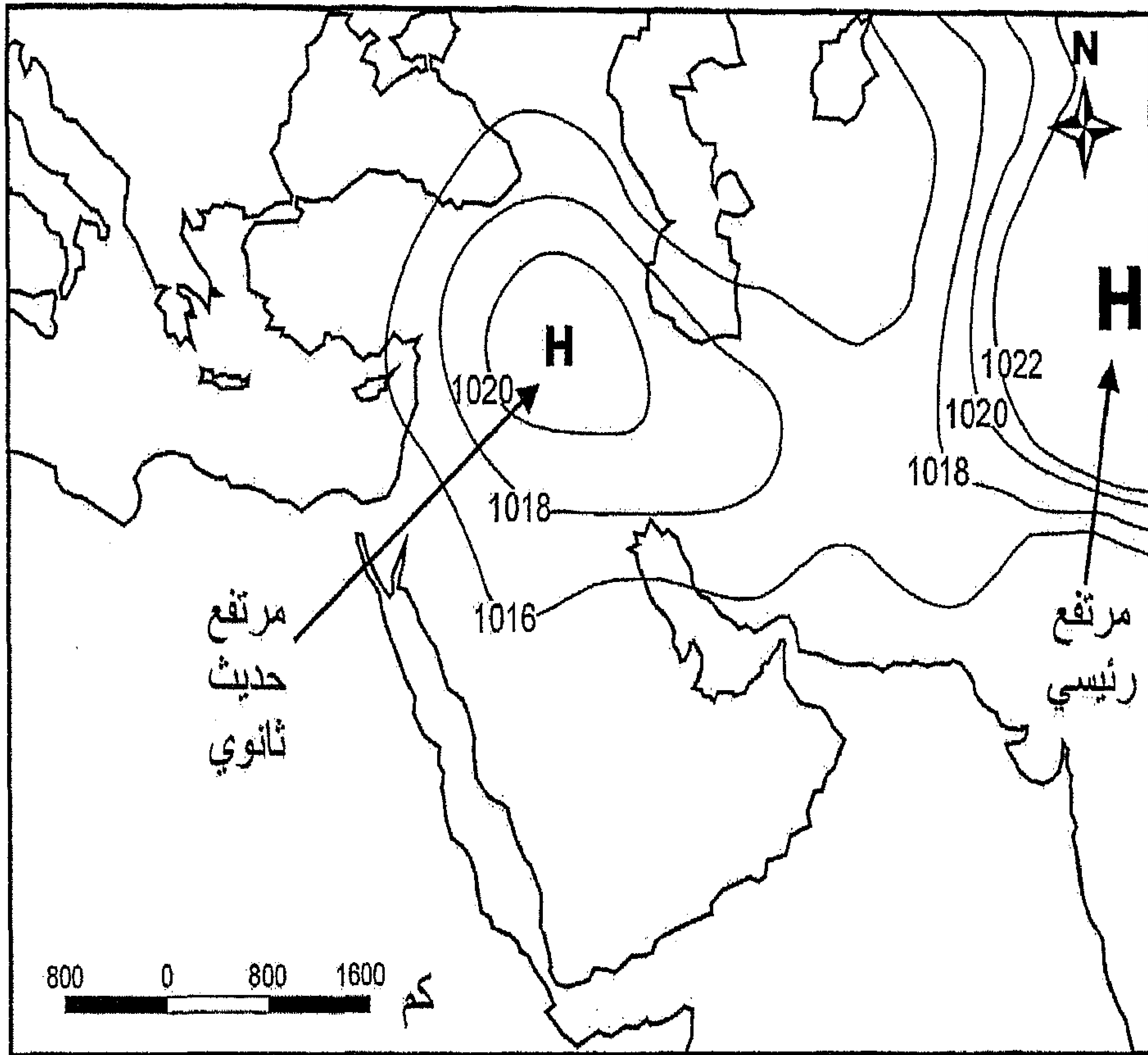
هي عبارة عن كتل هوائية منفصلة او متصلة بجسم المرتفع الجوي الرئيسي، تتميز بكونها أصغر حجماً من المرتفع الرئيسي، و يطلق عليها مصطلح المرتفعات الحديثة "New Anticyclone" [1] طالما أنها أحدث تكوناً من المرتفعات الرئيسية. وتسمى ايضا بالمرتفعات الثانوية.

وتتكون هذه المراكز الحديثة في أطراف أو حافات المرتفعات الكبيرة خارطة (6)، وتكون حركة الرياح داخلها مشابهة للمرتفع الرئيسي، إذ تكون مع عقارب الساعة في نصف الأرض الشمالي وعكس عقارب الساعة في نصف الأرض الجنوبي [2].

وتعتبر المرتفعات الحديثة نوعاً من المنظومات الضغطية التي تحاول نقل الخصائص الرئيسية للمرتفع الرئيسي باتجاه عروض بعيدة، فبدل أن يؤثر المرتفع الرئيسي بامتداداته الضعيفة فقط نحو المناطق البعيدة، تساهم هذه المراكز المتطورة في نقل تلك الخصائص بصورة أقوى نحو تلك المناطق.

[1] R.C. Sutcliffe, the Formation of New Anticyclones, The Meteorological Magazine, Meteorological Office, London, Vol.82, No.972, June 1953, P.163-175.

[2] سالار علي خضر الدزيي، التحليل العملي لمناخ العراق، الطبعة الاولى، دار الفراهيدي، العراق، 2010، ص41



خارطة (6)

مرتفع جوي رئيسي مع مرتفع جوي حديث ثانوي

وتقسم المرتفعات الحديثة على نوعين رئيسين، هما كل من المرتفعات الحديثة الباردة والمرتفعات الحديثة الدافئة:

1- المرتفعات الحديثة الباردة:

ويطلق عليها مصطلح المرتفعات الباردة المتنقلة (Transitory Cold Anticyclone). تتكون هذه المرتفعات الحديثة عندما تنفصل كتل هوائية من جسم الكتلة الهوائية القطبية البحرية المتوغلة نحو عروض معتدلة ويمكن أيضاً أن تتكون في مؤخرة سلسلة من عوائل المنخفضات الجبهوية [1]. وبعض هذه المرتفعات الضعيفة تتطور إلى مراكز ضغطية قوية عندما تتحرك فوق أراضي باردة شتاءاً. أما خلال فصل الصيف فهذه الأنظمة تكون قصيرة العمر [2].

وتساهم المرتفعات الحديثة الباردة في تكوين أحوال جوية خاصة، أذ أنها ترفع من نسبة الملوثات الهوائية، وخاصةً إذا تكونت فوق المناطق الصناعية إذ ينتج عن ذلك توقف كلي في حركة الهواء مانعةً الملوثات من الانتقال بعيداً عن المنطقة، يعزز هذه الحالة وجود انقلاب جوي علوي على ارتفاع بضعة آلاف من الأقدام يعيق انتشار الملوثات نحو طبقات جوية أعلى ويبقيها محجوزة بالقرب من سطح الأرض، وإذا ما تصاحب تكون غيوم طبقية ضمن المرتفع البارد فإن الملوثات ستختلط مع الغيوم لتتحول إلى غيوم داكنة ويطلق على هذه الحالة الجوية التي تكونها هذه المراكز الحديثة مصطلح قتمة المرتفع الجوي (Anticyclone Gloom)[3].

2- المرتفعات الحديثة الدافئة:

ويطلق عليها المرتفعات الدافئة الوقتية (Temporary Warm Anticyclone) وهي عبارة عن انبعاجات (Ridges) ممتدة من المرتفعات

---

[1] Charles W. Roberts, Meteorology, op. cit., p.66
2 Ibid, P.66.
[3] Alan Watts, Weather Forecasting (Ashore and Afloat), Adlard Coles Limited, London, 1967, P.110.

الجوية الدافئة نحو عروض عليا. تتطور هذه الانبعاجات إلى مراكز حديثة منفصلة عن المرتفع الرئيسي [1].

وتعتبر المرتفعات الحديثة الدافئة شائعة التكون على الجزر البريطانية، إذ تتعرض انبعاجات المرتفع الأزوري (شبه المداري) الممتدة نحو هذه الجزر إلى الانفصال عن جسم المرتفع الرئيسي ثم تتطور إلى مراكز ثانوية [2].

ويتميز الطقس المصاحب لهذه المراكز الدافئة بالصفاء وخاصةً على اليابسة صيفاً.

أسباب نشوء المرتفعات الحديثة:

من أجل نشوء مرتفعات حديثة داخل المرتفعات الكبيرة بنوعيها الباردة والدافئة يجب أن تتوفر شروط خاصة تعمل على تكوين وتطور هذه المرتفعات الحديثة، وكلما كانت هذه الشروط ذات عمر أطول كلما انعكس على طول فترة بقاء هذه المرتفعات. وبعض هذه الشروط تتعلق بالسطح والبعض الاخر تتعلق بطبقات الجو العليا، وهذه الشروط هي كالآتي:

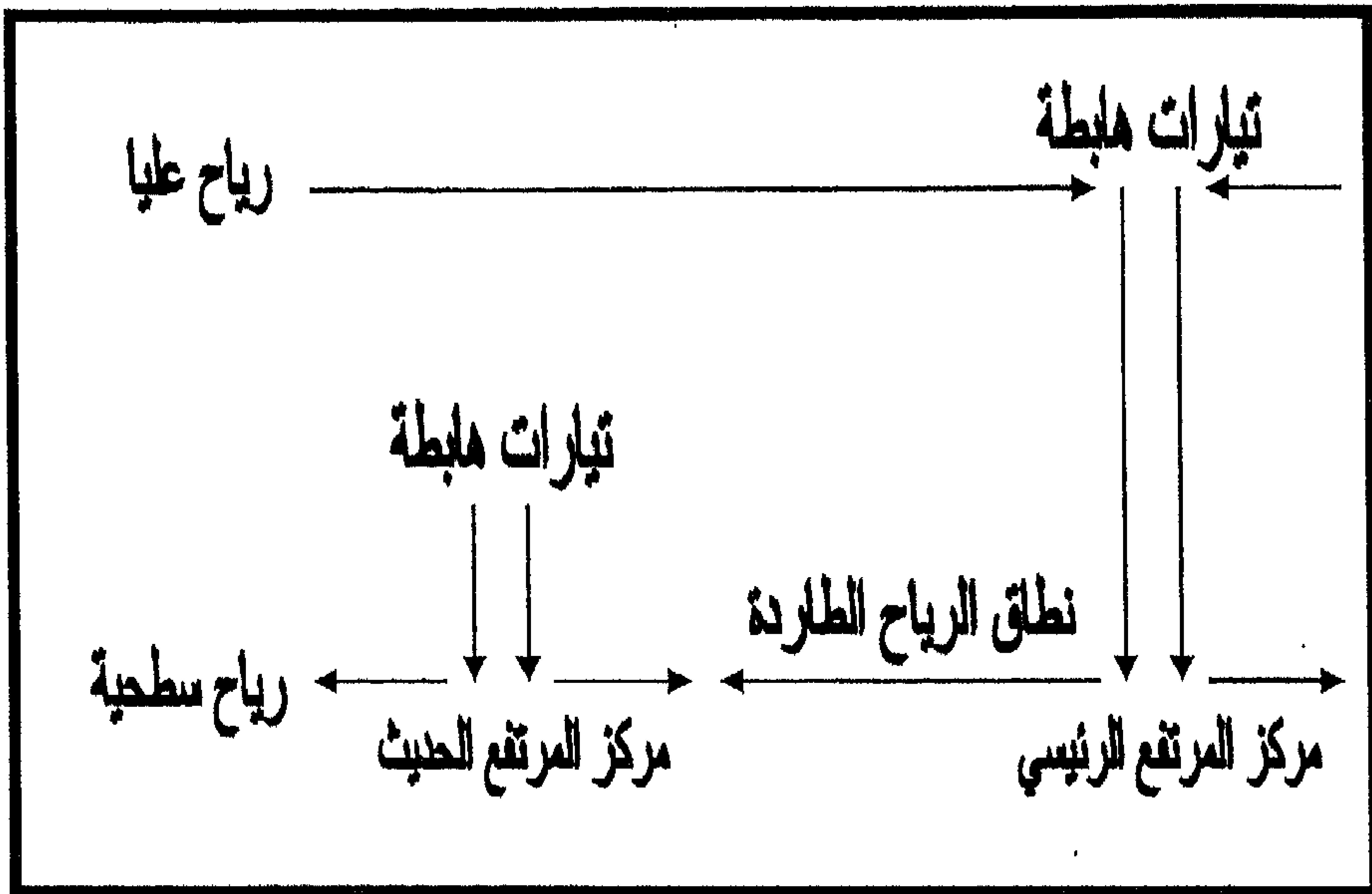
1- تتكون المرتفعات الحديثة الدافئة نتيجة استمرار هبوط الهواء داخل هذه المرتفعات مما يجعلها تتحول إلى مراكز ثابتة لفترة طويلة [3]، إذ أن استمرار هبوط الهواء سيجعل حركة الهواء داخل المرتفع الرئيسي بطيئة جداً مما يشجع على انفصال أجزاء من المرتفع الجوي.

ولتوضيح هذه العملية بصورة أكثر، فأن عملية تكون مرتفع حديث داخل المرتفع (الرئيسي) تبدأ مع نشوء مركز ضغط مرتفع حديث في حافات أو أنبعاج المرتفع (الرئيسي)، هذه العملية ستؤدي الى وجود مركزين للضغط العالي الشكل (30)، وتكون التيارات الهابطة في المركز الاول أقوى من المركز

---

[1] Charles W. Roberts, Meteorology, op. cit., P.67.
[2] Ibid. P.67.
[3] Charles W. Roberts, Meteorology, op.cit., P.67.

الثاني بسبب صغر مساحة المركز الثاني وحداثة تكونه، وبما أن المركز الاول (مركز المرتفع الرئيسي) أقوى وأعمق من المركز الثاني (المرتفع الحديث) فأنه سيعمل على أزاحته نحو الخارج لأن حركة الرياح داخل المرتفعات الجوية تكون طاردة بأتجاه أطرافها الخارجية، وهذه العملية قد تؤدي أما الى تلاشي المرتفع الحديث بصورة كلية وخاصة أذا كان هذا المرتفع ضحلا وغير عميقا. أو أنها قد تؤدي الى أنفصال المركز الثاني (المرتفع الحديث) ويتحرر من أمتدادات المرتفع الرئيسي وخاصة أذا كان المرتفع الحديث عميقا وواقعا على مسافة بعيدة من المركز الاول مما يجعله أقل تأثرا بذلك المركز الرئيسي مما يؤدي الى بقاءه لفترة أطول من الحالة الاولى.

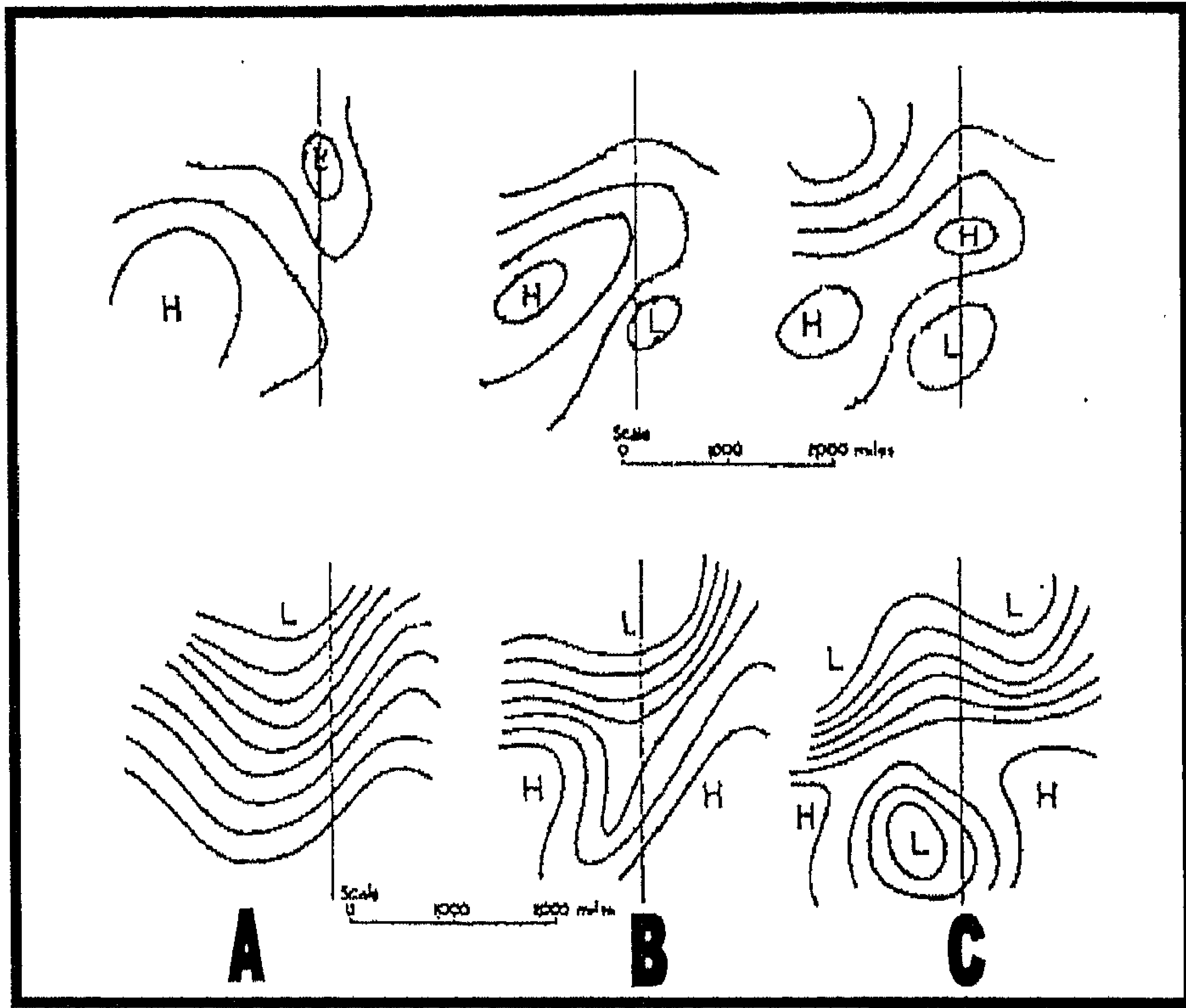


شكل (30)
مقطع جانبي لمنظومة ضغط عالي توضح حركة الرياح داخل المرتفع (الرئيسي) والمرتفع (الحديث).
المصدر: المؤلف

2- زيادة التواء الأمواج العليا [1]. وهذه الحالة هي المسئولة عن تطور انبعاجات المرتفعات الجوية إلى مرتفعات حديثة، أي ان شرط تكـون المرتفـع الحـديث هو وجود انبعاج ممتد من المرتفع الرئيسي ثم يتطور إلى مركـز ضـغطي بحـد ذاته من خلال التواء الأمواج العليا.

3- أما المرتفعات الثانوية الباردة فإنها تنشأ نتيجـة حصـول تمـزق أو تشـويه في أمواج روسبي ضمن المستوى الضغطي (500) ملليبار. ففي بعض الحالات يزداد التواء الأمواج العليا مما يعرضـها للتمـزق ممـا يجعـل التيـار الرئيسـي ينفصل إلى تيارين مختلفين في السرعة [2].مما يؤدي الى تمزق وأنفصال المنظومة الضغطية الواقعة أسفل التيار المنفصل، وتتعرض الغربيات إلى التمزق بتأثير تكون الحاجز الضغطي (blocking) بنوعيها منخفضـات القطـع (Cut-off low) ومرتفعات القطع (Cut-off high)، شكل (31).

[1] R.C. Sutcliffe, the formation of new anticyclones, op.cit., P.171.
[2] Charles W. Roberts, Meteorology, op.cit., P.67.



شكل (31)

مراحل تكون مرتفع حديث (الشكل في الاعلى) بتأثير تمزق (تكون الحاجز الضغطي) في الغربيات العليا ضمن المستوى الضغطي (500) ملليبار(الشكل في الاسفل).

المصدر:

R. C. Sutcliffe, the formation of new anticyclones, op. cit., p.172

الفصل الثالث

المنخفضات الجوية

- مفهوم المنخفض الجوي.
- نظريات تكون المنخفضات الجوية.
- المنخفض الجبهوي.
- عوائل المنخفضات الجبهوية.
- المنخفض الحراري.
- المنخفض شبه المداري.
- المنخفض الثانوي.

المنخفضات الجوية

تعريف المنخفض الجوي:

يعد المنخفض الجوي جزءاً من الهواء ذا ضغط جوي منخفض تكون خطوط تساوي الضغط فيها ذات شكل دائري ويتميز المنخفض بأنه منطقة ذات تجمع (Converging) ريحي شديد [1]. وتدور الرياح داخل المنخفض الجوي عكس اتجاه عقارب الساعة في نصف الارض الشمالي ومع اتجاه عقارب الساعة في نصف ارض الجنوبي. الشكل (32) يوضح مقطع رأسي للمنخفض الجوي.

وبشكل عام يصل الفرق في الضغط الجوي بين مركز المنخفض واطرافه الخارجية ما بين (10-20) ملليبار واحيانا يصل الفرق في المنخفضات كاملة النمو خلال فصل الشتاء الى أكثر من 35 ملليبار. وبسبب الفرق الضغطي المرتفع بين مركز المنخفض واطرافه خلال الموسم البارد فان الاحوال الطقسية تكون اشد مقارنة بالموسم الدافئ من السنة [2].

والمنخفض الجوي منظومة جوية غير مستقرة اذ تتميز بتيارات هوائية صاعدة نحو الاعلى وصعود الهواء الدافئ الى طبقات عليا باردة يسبب نوع من الاضطراب فكما هو معروف ان الجو متطبق بشكل طبقات بحيث يكون الهواء البارد في الاعلى والهواء الدافئ على السطح ولكن في حالة المنخفض الجوي فانه يعمل على عكس هذا التطبق من خلال نقل الهواء الدافئ نحو الاعلى في مركزه ونقل الهواء البارد نحو السطح في اطرافه. فاذا كان الهواء الصاعد رطبا فان احتمال تكاثفه في الاعلى كبير جدا مما ينتج عنه التساقط بجميع صوره. الشكل (32) يوضح مقطع جانبي للمنخفض الجوي.

---

[1] J. Gentilli, Sun, Climate and Life, Advanced Geography Series, Printed In Hong Kong, 1971, P. 200

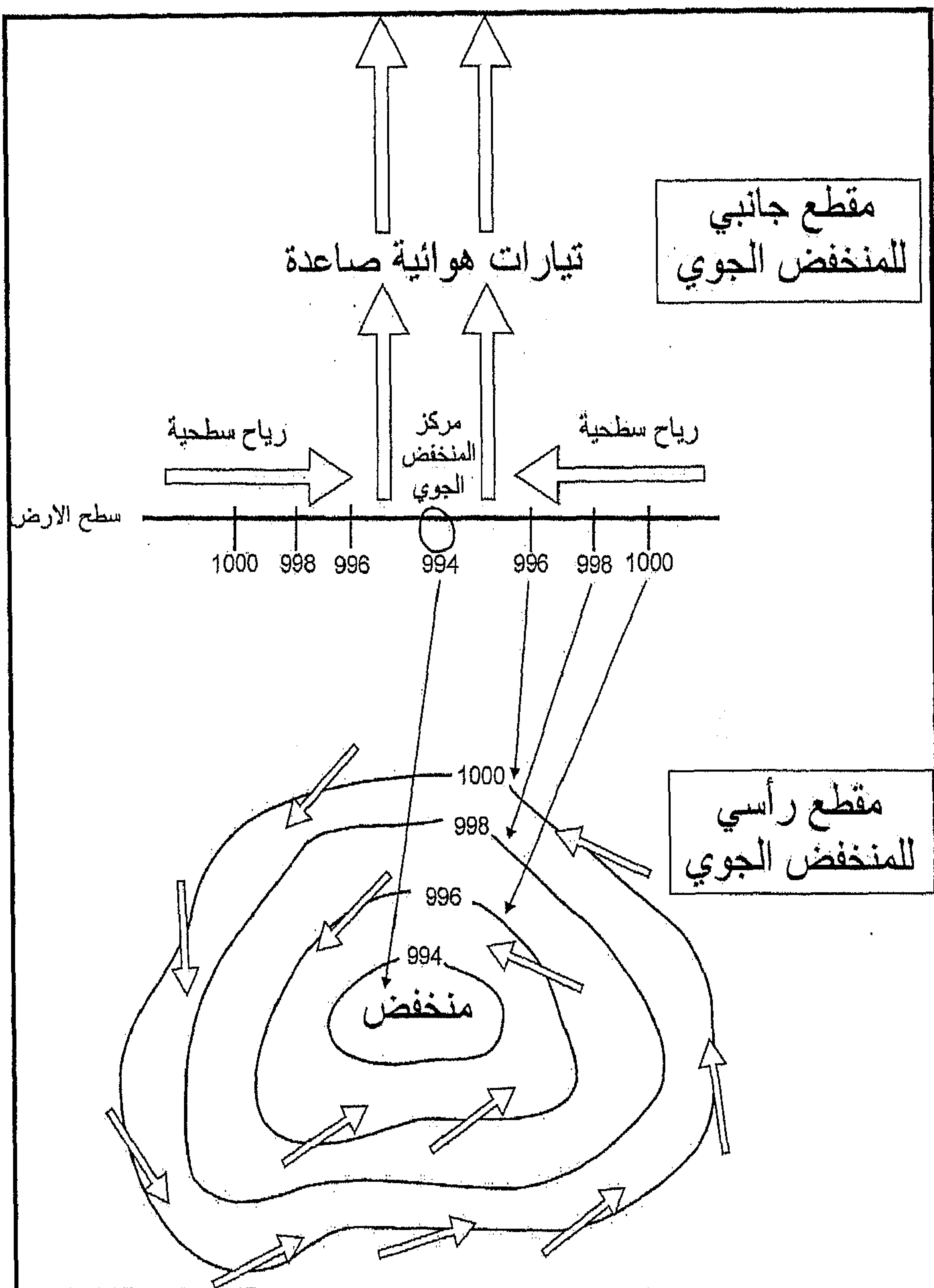
[2] Glenn.T. Trewartha, An Introduction to climate, op. cit., p. 181.

وعندما تحدث استطالة في خطوط الايزوبار للمنخفض الجوي على شكل ذراع بعيد عن مركز المنخفض يطلق على هذا الامتداد باخدود (Trough) المنخفض الجوي شكل (33)، والاخدود هو محاولة للمنخفض الجوي لأيصال تاثيراته الى مناطق بعيده عن مركزه ويتكون الاخدود عندما يكون المنخفض الجوي محصورا في منطقة ضغطية معقدة بحيث لا يستطيع من الحركة بحرية لذلك يعمل الى مد ذراع من اطرافه نحو الخارج. وفي بعض الاحيان يتكون مركز منخفض جوي ثانوي في الاخدود واذا ما توفرت لها الظروف الملائمة من الممكن ان ينفصل هذا المركز الثانوي ويتحول الى منخفض جوي مستقل عن المنخفض الرئيسي ولكن في اكثر الحالات يتكون المنخفض الثانوي في الاخدود ثم يضعف ويتلاشى في الاخدود ايضا وذلك بسبب قوة المنخفض الرئيسي الذي يسحب المنخفض الثانوي نحوه ويمنعه من التطور والانفصال.

ويوجد نوعان من الاخاديد، الاول الاخدود الجبهوي (Frontal Trough) حيث يمكن ان يكون اخدود الجبهة الدافئة او الجبهة الباردة او الجبهة المتحدة على سواء، والطقس المصاحب لهذا النوع يعتمد على نوع الجبهة الهوائية داخل الاخدود. اما النوع الثاني فهو الاخدود غير الجبهوي (Non-Frontal Trough) من مميزاته ان خطوط الايزوبار تكون فيه دائرية الشكل، وتكون الرياح فيها سريعة في حال تحرك جبهة هوائية بالقرب من الاخدود، كما ان التساقط يمكن ان يحدث في الاخدود في حال تلاقي التيارات الهوائية السطحية وتعرضها للرفع نحو الاعلى، ويكون اتجاه حركة الاخدود الى الزاوية اليمنى من محور الاخدود نفسه [1].

---

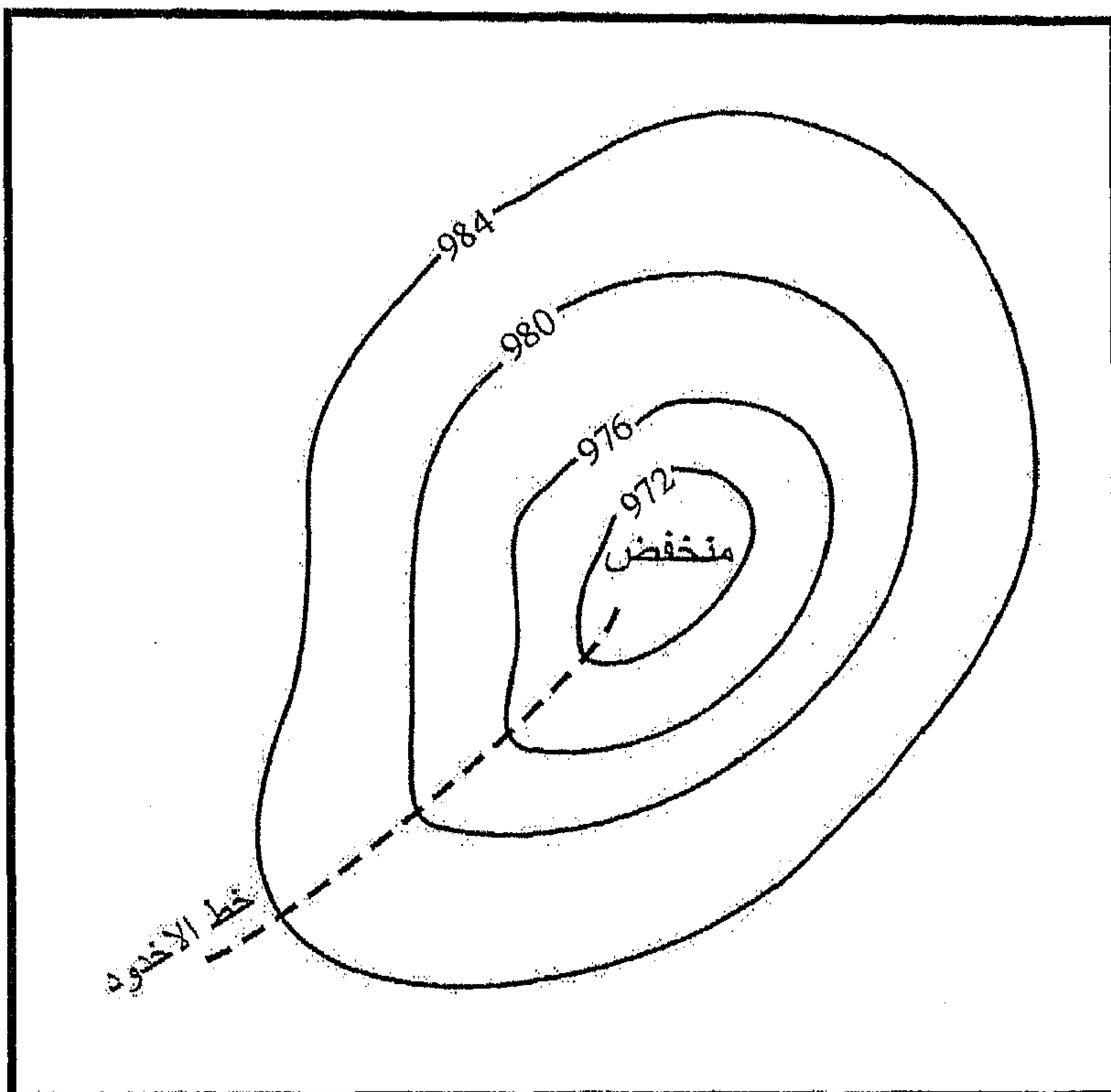
[1] [1] N. L. Peter, Weatherwise the Technique of Weather Study, op. cit.,, p. 71-72.



شكل (32)

مقطع راسي وجانبي لمنخفض جوي في نصف الارض الشمالي

المصدر: المؤلف



شكل (33)

اخدود (Trough) المنخفض الجوي

المصدر:

Charles W. Roberts, Meteorology, op. cit., p.10

التوزيع الجغرافي للمنخفضات الجوية على الكرة الارضية:

توجد مناطق جغرافية مفضلة تظهر فيها المنخفضات الجوية ومناطق اخرى تقل فيها، وكل نوع من المنخفضات الجوية لها مناطقها الخاصة فالمنخفضات الجبهوية لا تظهر في مناطق الاعاصير المدارية والعكس صحيح، كما المناطق التي تسجل تكرارا مرتفعا للمنخفضات الجوية شتاءا تصبح ذات تكرارات قليلة او معدومة خلال فصل الصيف. وبشكل عام فان شمال العروض الوسطى تسجل اعلى التكرارات للمنخفضات الجوية، وفي نصف الارض الجنوبي توجد قمة حادة لتكرارات المنخفضات ضمن دائرة عرض 60° جنوبا كما ان الاختلافات الموسمية تكون قليلة . اما في نصف الارض الشمالي فان اعلى التكرارات تسجل ضمن دائرة عرض 60° شمالا خلال فصل الصيف وضمن دائرة عرض 50° شمالا خلال فصل الشتاء، ويعود السبب في هذا التزحزح بحدود 10 دوائر عرض الى هجرة كل من المرتفع شبه المداري ومنطقة التجمع الاستوائية (Equatorial Convergence) كما ان حزام تكون المنخفضات في نصف الارض الجنوبي يكون متصل الاجزاء، بينما يكون متقطعا في نصف الارض الشمالي بتاثير اليابسة والبحار.[1]

وبشكل عام تقسم مناطق تشكل المنخفضات الجوية كالاتي[2]:

اولا: في المحيط الهادئ والمناطق المجاورة نجد حزام عريض من المنخفضات شديدة الفعالية يمتد من جنوب شرق آسيا نحو خليج الاسكا، وهذه المنخفضات تتشكل على الجبهة القطبية للمحيط الهادئ وقليل من هذه المنخفضات تكون قادرة على الوصول الى جبال الروكي الا ان العديد منها يتجدد الى الشرق من هذه الجبال. ومن المنخفضات التي تتجدد بالقرب من جبال الروكي يمكن تحديد اربعة اقاليم في امريكا الشمالية:

---

[1] Sverre Petterssen, Introduction to Meteorology, op, cit, P.228
[2] Ibid, p.228-231

1- التكرار العالي للمنخفضات الى الشرق من جبال سييرا نيفادا وهي في الاصل منخفضات ضعيفة.

2- والاقليم الثاني يقع الى الشرق من جبال كلورادوا والتي يطلق عليها اسم منخفضات كلورادوا (Colorado Cyclone)، العديد من هذه المنخفضات تتحول الى منخفضات نشطة وتسيطر على مركز القسم الشرقي من الولايات المتحدة، وتكون مساراتها نحو الشمال الشرقي باتجاه البحيرات العظمى.

3- الاقليم الثالث والذي يسجل تكرار عالي للمنخفضات الجوية النشطة يقع الى الشرق من جبال الروكي الكندية، والمنخفضات الجوية المتشكلة هنا يطلق عليها اسم اعاصير البرتا (Alberta Storms) وهي اعاصير شديدة وعندما تتجه نحو الشرق فانها تجلب الهواء البارد نحو السهول العظمى (Great Palins).

4- الاقليم الرابع يتمثل بمنخفضات البحيرات العظمى الذي يمثل اقليم ذات تكرار عالي للمنخفضات خلال فصل الشتاء وهي تمثل منطقة شديدة التعقيد بسبب دفئ مياه البحيرات مقارنة باليابسة المجاورة وبسبب ان العديد من منخفضات البرتا تتجمع نحو منطقة البحيرات. والقليل من المنخفضات تتشكل فوق خليج المكسيك والتي تتجه شمالا.

ثانيا: في المحيط الاطلسي تكون احوال المنخفضات الجوية مشابهة للمحيط الهادئ حيث تتشكل المنخفضات فوق الجبهة القطبية الاطلسية، واكثر منطقة مفضلة للمنخفضات الاطلسية هو ساحل فرجينيا والاقليم والواقع الى الشرق من جنوب الابلاشيان (Appalachians Southern) وهذه المنخفضات تتحرك فوق تيار الخليج الدافئ والتي تتحور الى منخفضات نشطة جدا وتصبح منخفضات ثابتة تقريبا في مقدمة ايسلندا او فوق المياه بين كرينلند ولبرادور. والعديد من المنخفضات الاطلسية تتشكل او تجدد فوق الجبهة القطبية

الاطلسية تتجه شرقا نحو بحر بارينت (Barents Sea) وبعيدا نحو نوفايا زمليا (Novaya Zemlya) والعديد منها يستمر فوق غالبية ساحل سيبيريا.

ثالثا: في قارة اوربا توجد منطقة ثانوية ذات تكراراً عالي للمنخفضات الجوية فوق بحر البلطيق والذي تتمثل في المياه المفتوحة والمحاطة باليابسة الباردة حيث تتشابهة مع اقليم البحيرات العظمى في امريكا الشمالية، اما في اقليم البحر المتوسط فيوجد منطقتان ذات تكرار عالي حيث توجد مناطق ذات تكرار عالي للمنخفضات فوق البحر الاسود وبحر قزوين وبحر اورال فهذه البحار محاطة باليابسة الباردة. وغالبية منخفضات البحر المتوسط تتشكل فوق الجبهة القطبية المتوسطية وقسم من هذه المنخفضات تتجه نحو الشمال الشرقي باتجاه روسيا والقسم الاخر يتجه غالبا كاضطرابات ضعيفة عبر الشرق الادنى والتي تعطي الطقس الشتوي الممطر نحو الشرق باتجاه باكستان وشمالي الهند. وبسبب مسار هذه المنخفضات فان مناخ البحر المتوسط يمتد شرقا باتجاه جبال الهملايا.

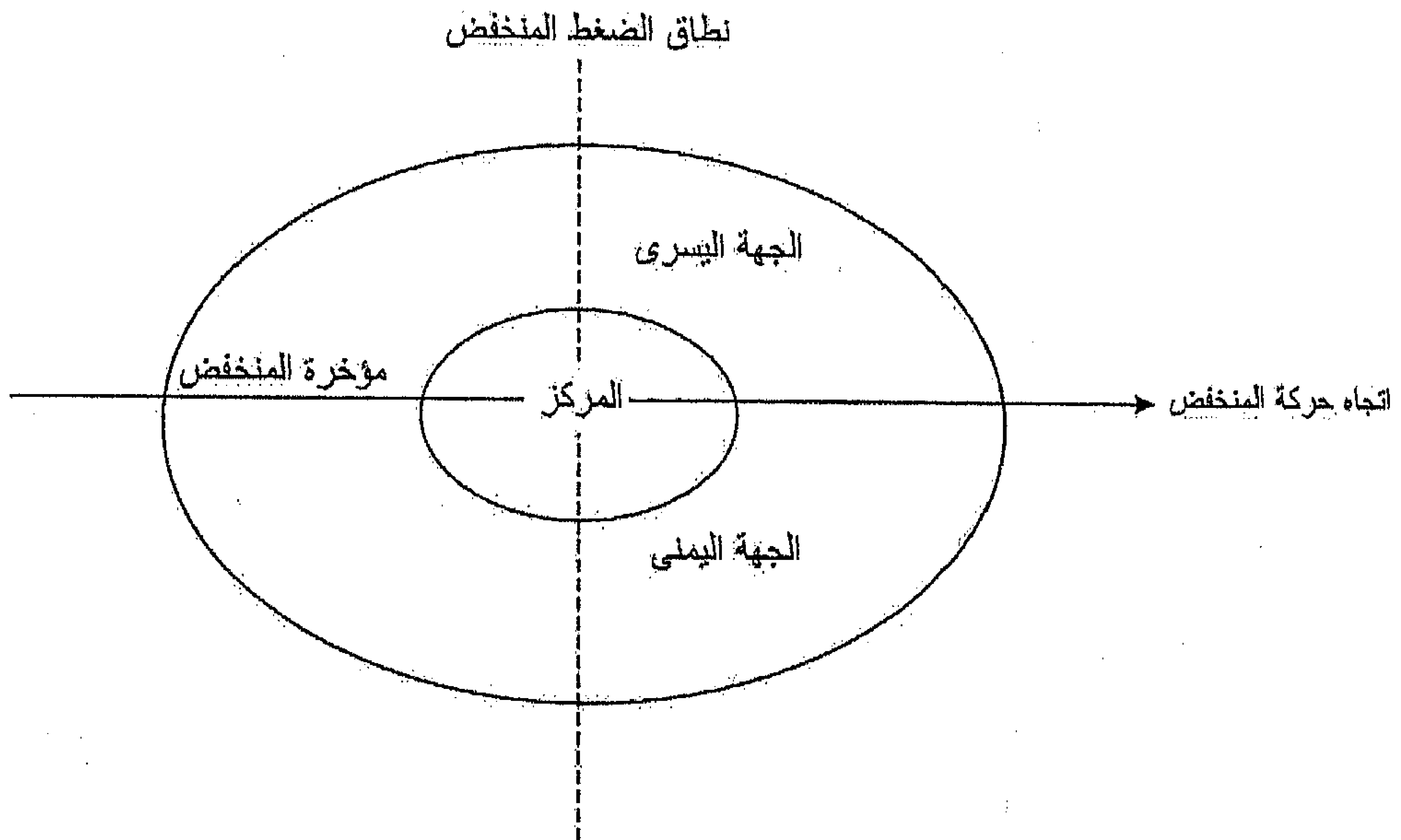
اما خلال فصل الصيف فنجد تكرار عالي وغير منتظم للمنخفضات الجوية بشكل نطاق يحيط بالقطب الشمالي، والنطاق الثاني يقع على الاراضي الدافئة للعروض شبه المدارية. وبينما يكون النطاق الشمالي مؤلف من منخفضات جبهوية، فان النطاق الجنوبي يختلف بشكل كبير اذا يتألف من منخفضات حرارية في جنوبي كاليفورنيا، نيفادا، اريزونا، وشمال المكسيك، وهذه المنخفضات الحرارية تعلوها في طبقات الجو العليا مرتفعات جوية ذات تيارات هابطة شديدة ونتيجة لذلك تتلاشى الغيوم، ونفس الكلام ينطبق على المنخفضات الحرارية فوق شمالي افريقيا وشبه الجزيرة العربية، فضلا عن المنخفض الموسمي الهندي.

ومن الظواهر الملفتة خلال فصل الصيف حزام من المنخفضات في العروض الدنيا فوق المحيطات وهي تتمثل باضطرابات المدارية او الاعاصير والتي تتحرك من الشرق نحو الغرب ضمن نطاق الرياح التجارية والبعض منها يتطوَر الى اعاصير مدارية كالهريكين والتايفون.

وفيما يتعلق بمفهوم المنخفض الجوي فقد ظهرت عدة نظريات متعلقة بتفسير الية تكون المنخفضات الجوية، ونظرا لأهمية موضوع المنخفضات الجوية لذلك سيعرض هذا الكتاب مجموعة من النظريات الخاصة بنشوء المنخفضات الجوية وحسب تسلسلها الزمني.

اولا: النظرية القديمة للمنخفض الجوي:

تعود النظرية القديمة للمنخفض الجوي الى الانوائي البريطاني هون رالف (Hon Ralf Abercromby) المولود في عام (1842م) والمتوفي في (1897م). أذ اشار الى ان المنخفض الجوي نطاق يتميز بأنخفاض الضغط الجوي ومحاط بخطوط تساوي الضغط الجوي (Isobar) مغلقة ومنحنية الشكل وتتميز برياح متغيرة الاتجاه بصورة تدريجية. لاحظ الشكل (34).



شكل (34)

النموذج القديم للمنخفض الجوي حسب افكار البريطاني هون رالف أبيركرومي (Hon Ralf Abercromby).

المصدر:

W. H. Pick, B.Sc., F. Inst. P, A Short Course in Elementary Meteorology, op. cit., p. 69.

ولقد تم التوصل الى هذا النموذج من خلال دراسة العديد من المنخفضات الواصلة الى الجزر البريطانية شكل (35)، وفي الحقيقة فأن هذا الشكل صحيح من الناحية الفعلية ولكنه ينطبق فقط على المنخفضات الجبهوية في مراحلها الاخيرة مرحلة الامتلاء (Occluded Stage) لأن المنخفضات الجوية الواصلة الى الجزر البريطانية ليست منخفضات حديثة التكوين وانما هي منخفضات في مراحلها الاخيرة.

هذه النظرية لم تستطيع الاجابة على العديد من التغيرات الطقسية المرافقة للمنخفض الجوي، ومن هذه الاسئلة التغيرات الحادة في الرياح ودرجات الحرارة على طول مسار المنخفض الجوي.

وهذه الاسئلة هي التي ادت الى ظهور افكار احدث للمنخفض الجوي على يد السير نابير شاو (Napier Shaw) والتي مهدت بعد ذلك الى وضع نظرية الجبهة القطبية (Polar Front) النرويجية لكل من بيركنز الاب (V. Bjerknes) بشكل رياضي والى بيركنز الابن (J. Bjerknes) بشكل عملي.

شكل (35)

نطاقات الغيوم المختلفة في المنخفض الجوي حسب النظرية القديمة.

المصدر:

W. H. Pick, B.Sc., F. Inst. P, A Short Course in Elementary Meteorology, op. cit., p. 69.

ثانيا: نظرية جيمس اسبايس (James Espy's):

في عام 1840م قدم جيمس اسبايس (James Espy's) [1] نظريتة حول تكون المنخفض الجوي والتي فسر فيها عملية تكون المنخفض الجوي على اساس ان تجمع الغيوم سيؤدي الى انطلاق الحرارة الكامنة والتي ستؤدي الى ارتفاع درجة حرارة الهواء وبالتالي سينخفض الضغط الجوي في عامود الهواء مما يؤدي الى زيادة جريان الهواء الدافيء الرطب في القسم الاسفل من التربوسفير نحو مركز المنخفض الجوي.

[1] Steven H. Schneider, Encyclopedia Of Climate And Weather, Volume 1, Oxford University Press, Printed In U.S.A, 1996, P.226.

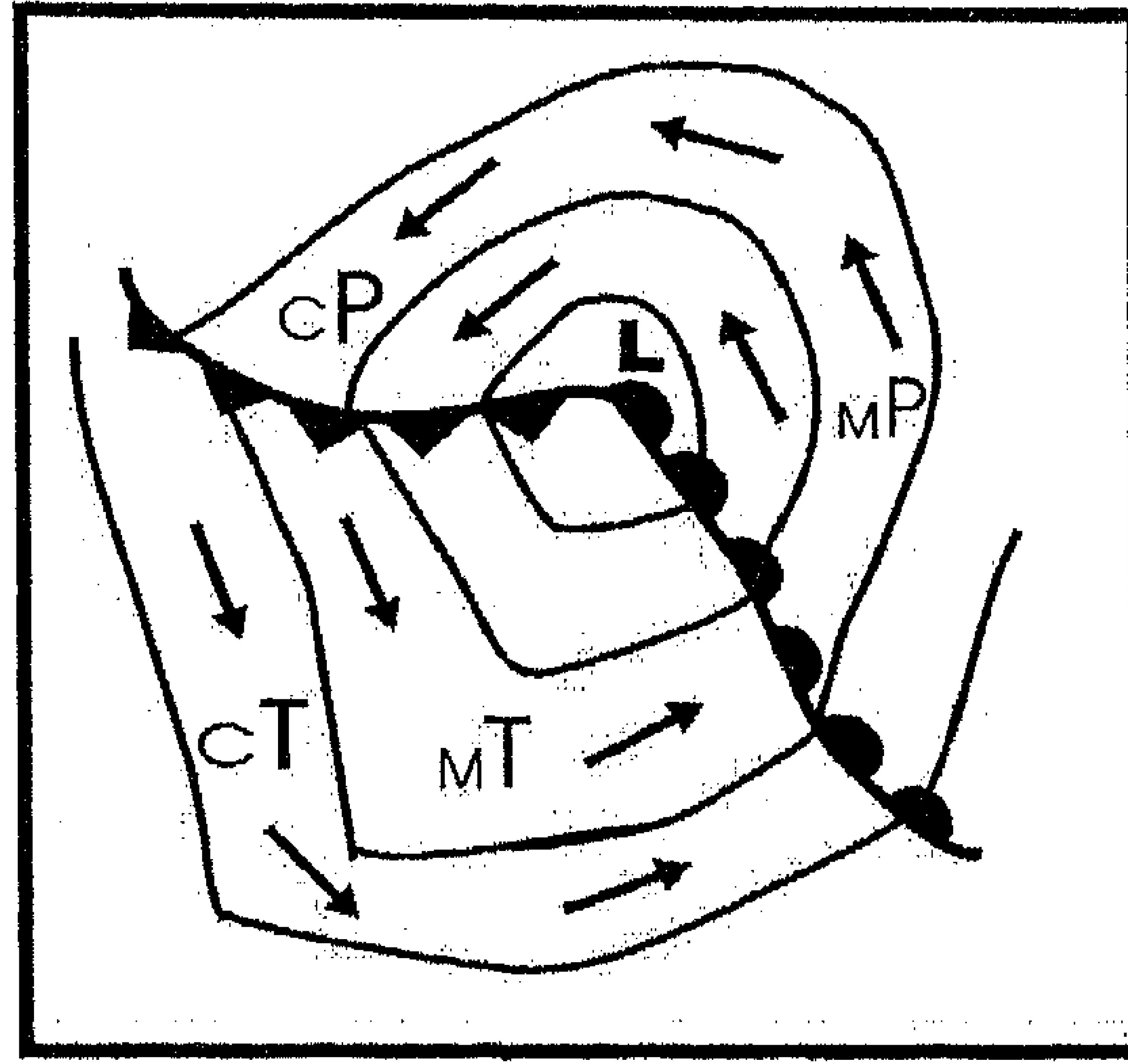
ولكن اتضح من الملاحظات التي اجريت في اعالي الجبال عدم صحة هذه النظرية واتضح ان العديد من المنخفضات في العروض فوق المدارية ليست دافئة في اقسامها العليا (منتصف التربوسفير).

ثالثا: نظرية المنخفض الجبهوي والجبهة القطبية:

تعزى النظرية الموجية الجبهوية الى علماء الارصاد النرويجيين، ففي خلال الحرب العالمية الاولى (1914-1918م) كان النرويجيين منعزلين عن تقارير الطقس للمناطق المجاورة، وبخاصة المحيطات وللتغلب على هذا القصور انشئت شبكة كثيفة من محطات الرصد ونتيجة لأعداد خرائط طقس سينوبية لهذه المنطقة تم الحصول على قدر كبير من المعلومات عن منخفضات العروض الوسطى، مما مكن مختصي الارصاد العاملين بالمعهد الجيوفيزيقي في برغن، وعلى رأسهم جاكوب بيركنس في عام 1918 الى الاكتشاف الاول لنشأة المنخفض الجبهي المتنقل الذي كون الاساس لنظرية الجبهة القطبية (Polar Front) تلك النظرية التي عرفت بنظرية بيركنس التي تقول ان منخفضات العروض المعتدلة تنشأ على طول الجبهة القطبية [1]، الشكل (36). و نظرا لأن المنخفض الجبهوي فيه العديد من التفاصيل لذلك فأن مناقشة تفاصيل المنخفض الجبهوي ستكون بعد الانتهاء من عرض نظريات المنخفض الجوي.

---

[1] علي حسن موسى، المناخ والأرصاد الجوية، مصدر سابق، ص312-313



شكل (36)

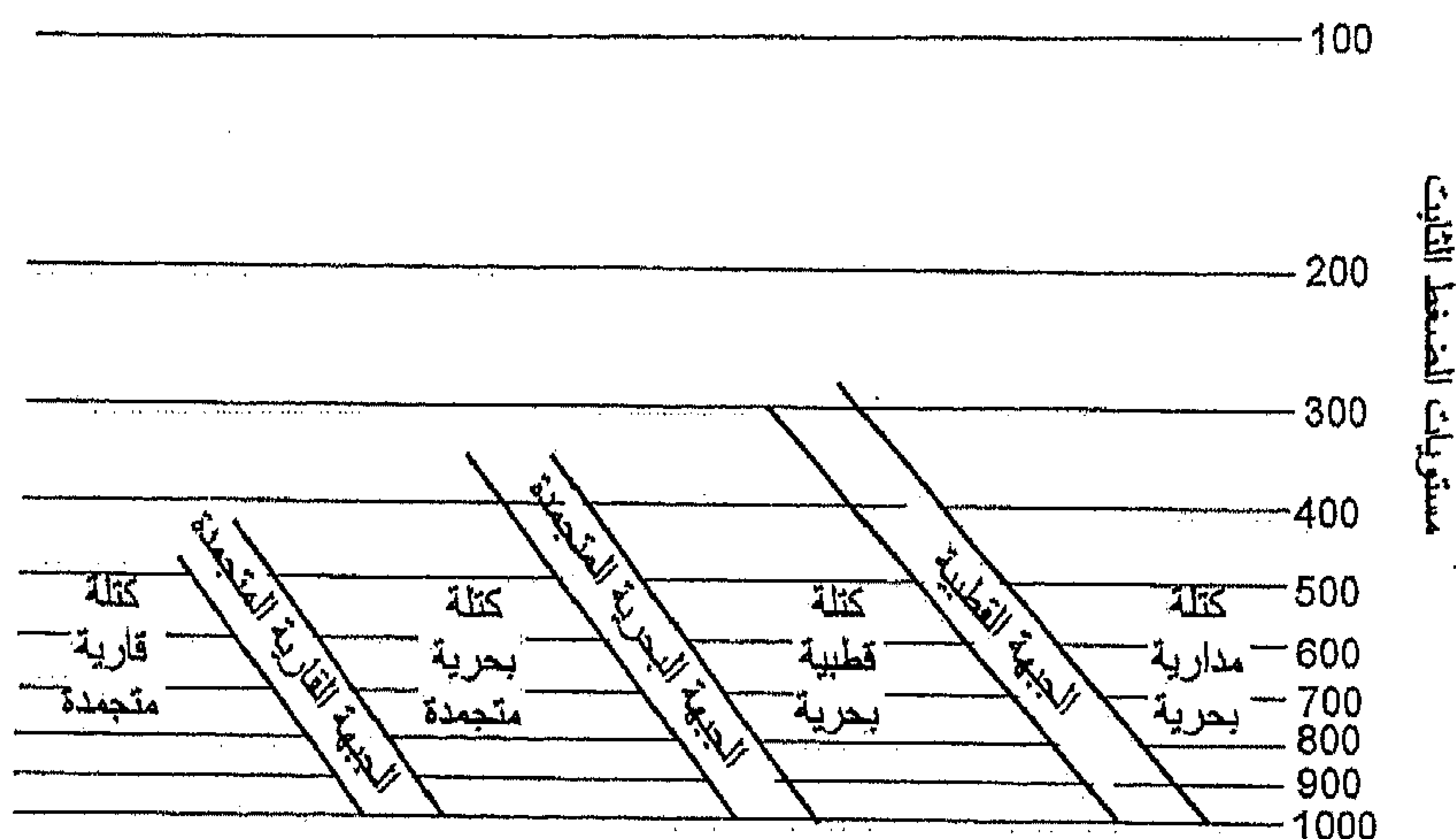
نموذج يمثل المنخفض الجبهوي (نظرية الجبهة الهوائية القطبية).

رابعا: نظرية الجبهات الهوائية الثلاث والكتل الهوائية الاربعة (منخفض البرتا الجوي):

بموجب الموديل النرويجي فان المنخفض الجبهوي يتألف من جبهتين (دافئة وباردة) وثلاث كتل هوائية (متجمدة وقطبية ومدارية) وهي من الشمال الى الجنوب، وان الجبهة الهوائية التي تفصل بين هذه الكتل هي كل من الجبهة المتجمدة والجبهة القطبية. الا ان التطور الذي حدث في علوم الجو وانتشار محطات مناخية عديدة وتوفر بيانات طبقات الجو العليا كل ذلك ادى الى ظهور نظرية جديدة تتعلق بالمنخفض الجبهوي.

ففي عام 1950م لاحظ الانوائيون الكنديين ان موديل الجبهة الهوائية الدافئة والباردة والكتل الهوائية الثلاث (المتجمدة والقطبية والمدارية) الذي قدمه النرويجي بيرجون وزملائه اصبح عاجزا عن وصف الحالة الجوية بشكل كامل.

فمن خلال التجربة لاحظ الانوائيين الكنديين ان الموديل النرويجي للمنخفض الجبهوي يجب ان يتضمن جبهة هوائية ثالثة وكتلة هوائية رابعة، حيث لاحظوا ان الكتلة الهوائية القارية المتجمدة (cA) تتعدل بشكل سريع الى كتلة هوائية بحرية متجمدة (mA) عندما تعبر فوق الغطاء الجليدي للمحيط المتجمد الشمالي وبالتالي ستنشأ جبهة هوائية تفصل بين هاتين الكتلتين، واصبح بالتالي هناك اربع كتل هوائية هي من الشمال الى الجنوب الكتلة القارية المتجمدة (cA) والكتلة البحرية المتجمدة (mA) والكتلة القطبية (P) والكتلة المدارية (T). وستنشأ بين هذه الكتل الهوائية الاربع ثلاث جبهات هوائية هي الجبهة الهوائية القارية المتجمدة (Continental Arctic) والجبهة الهوائية البحرية المتجمدة (Maritime Arctic) واخيرا الجبهة الهوائية القطبية (Polar)[1] وكما هو موضح في الشكل (37).



شكل (37)

مقطع عمودي لموديل الجبهات الهوائية الثلاث

المصدر:

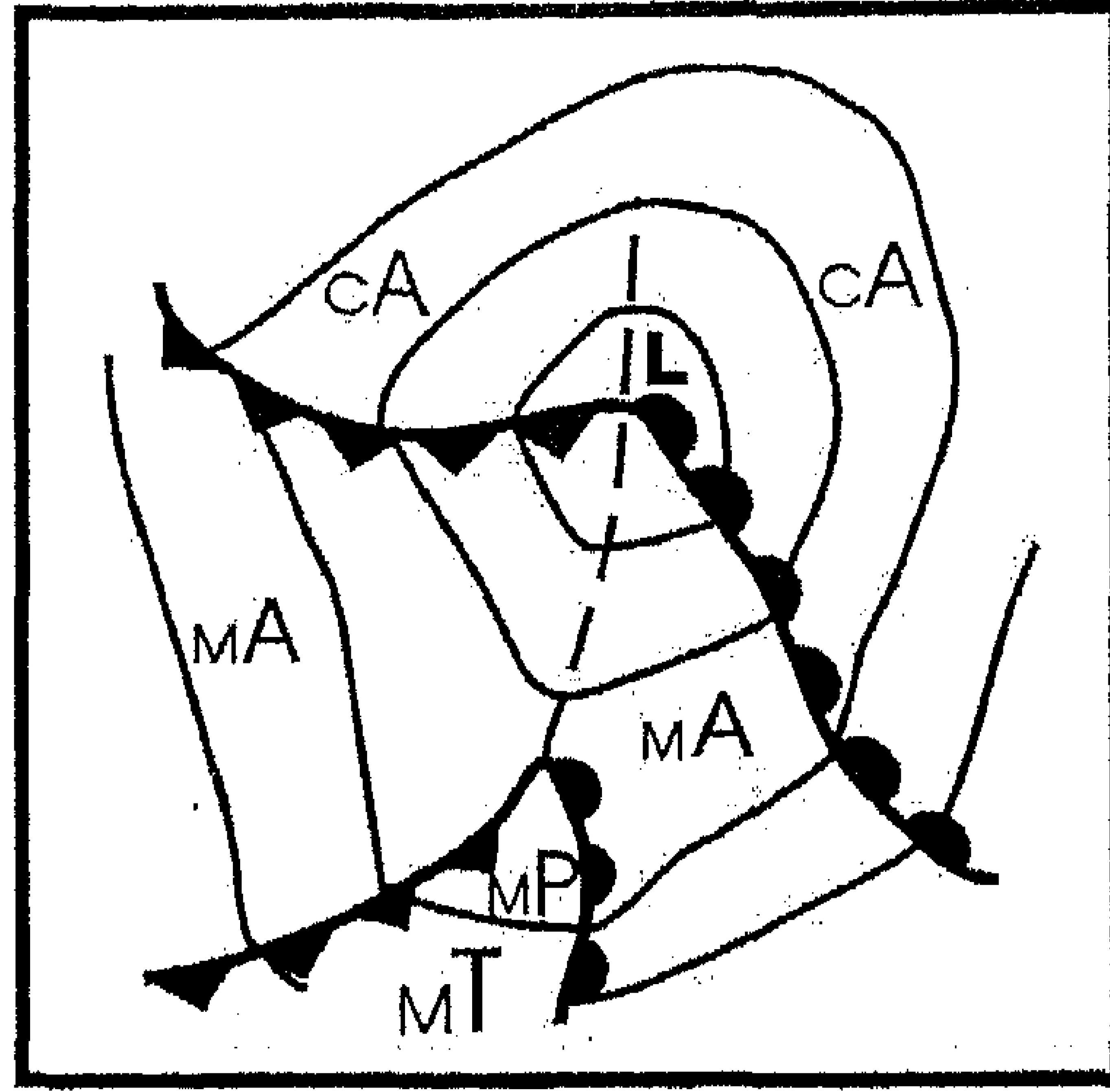
D. P. McIntyre, The Canadian 3-Front, 3-Jet Stream, Model, op. cit., p.319.

---

[1] D. P. McIntyre, The Canadian 3-Front, 3-Jet Stream, Model, Geophysica, Geophysical Society of Finland, Helsinki, Vol.6, No: 3-4' Meteorology, 1959, p.310-311.

علما بان الكتل الهوائية القارية تتحول بسرعة شتاءا الى كتل هوائية بحرية وهذا التحول لا يحدث في الكتل الهوائية القطبية والمدارية، وخلال فصل الصيف فان الكتلة القارية المتجمدة اقل اهمية مقارنة بفصل الشتاء كما انه لا يمكن تحديد الجبهة الهوائية القارية المتجمدة والجبهة الهوائية البحرية المتجمدة خلال فصل الصيف.

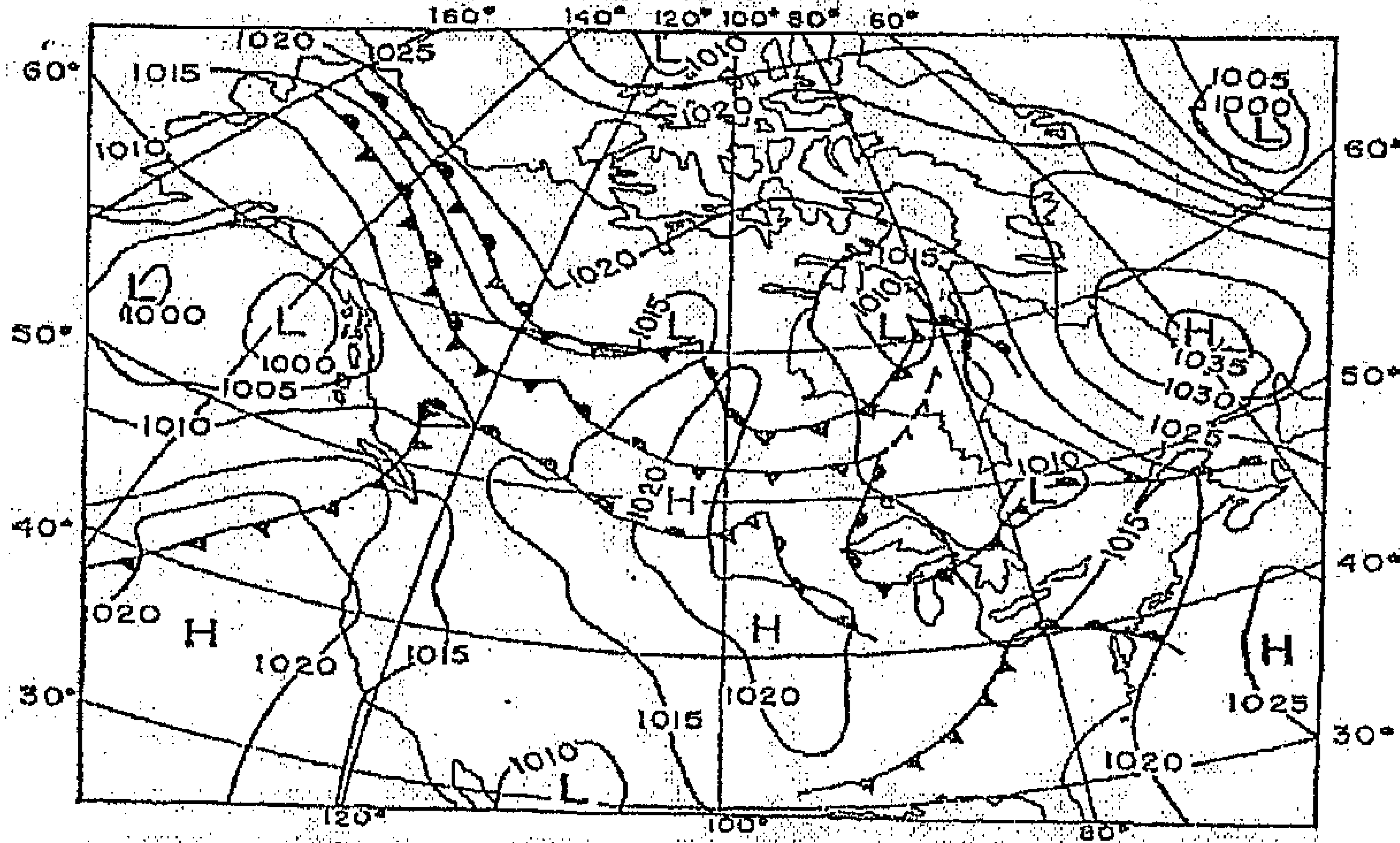
ويطلق على المنخفضات التي تنشأ فيها ثلاث جبهات هوائية اسم منخفض البرتا الجوي شكل (38)، والجبهات الثلاث هي الجبهة الدافىء التي تفصل بين ويتميز هذا النظام الضغطي بأن له مركز منخفض واحد وثلاث جبهات هوائية تتجه جميعها نحو مركز المخفض الجوي، وبالنسبة للتاثيرات الطقسية فأن منخفض البرتا يتميز بتاثيرات طقسية أوسع من المنخفض الجبهوي العادي لكثرة الكتل والجبهات الهوائية داخل منخفض البرتا وكل كتلة وجبهة هوائية ستعطي احوال طقسية مختلفة، الخارطة (7).



شكل (38) نموذج يمثل منخفض البرتا (نظرية الجبهات الهوائية الثلاث).

المصدر:

Jen-Hu Chang, Atmospheric Circulation Systems and Climates, op. cit., p.183.



خارطة (7) منخفض مترافق مع نظام الجبهات الهوائية الثلاث بتاريخ 29 ايار 1963 فوق امريكا الشمالية على خط طول 90 درجة غربا وبين دائرتي عرض 60-40 شمالا.

المصدر:

R. G. Barry, R.J. Chorley, Atmosphere, Weather and Climate, Second Edition, Printed in Bulter & Tanner Ltd, Britain, 1972, p.224

خامسا: نظرية التطور الذاتي (Self-Development):

ساهم في وضع هذه النظرية كل من الانوائيين الاوربيين (R. C. Sutcliffe) و (Sverre Petterssen) وسميت نظريتهم بالتطور الذاتي وهي كالاتي [1]:

من المعروف ان الاخدود في التيار النفاث يتميز بكونه المنطقة ذات السرعة الاعصارية المتقدمة في الاعلى، وان هذه السرعة الاعصارية للأخدود ستتواجد فوق النطاق الجبهوي لذلك فان المنخفض السطحي نتيجة لتواجد اخدود التيار النفاث فوقه، كما ان الدورانية الضعيفة فوق النطاق الجبهوي ينتج عن ذلك تحرك افقي لهواء دافيء في مقدمة المنخفض السطحي وتحرك هواء بارد افقي في مؤخرة المنخفض ينتج عن هذه العملية ان الهواء الدافيء في المقدمة سيعمل على خفض الضغط الجوي في مقدمة المنخفض السطحي مما يساعد على امتداد وتقدم المنخفض نحو الأمام، كما سيعمل عمود الهواء الدافيء في مقدمة المنخفض السطحي على بناء انبعاج يتميز بتيارات هابطة تعمل على توسع الموجة وبذلك ستزداد حركة الهواء الافقية للمنخفض في زيادة حركة الهواء الافقية الدافئة.

تسمى هذه العملية بالتطور الذاتي واخيرا فان شدة المنخفض يمكن ان تتحقق من خلال التطور الذاتي والتي تحدد من خلال التاثير المقاوم للجريان العمودي والتي تعمل على تبريد الهواء الصاعد في مقدمة المنخفض وبذلك يحدد من حجم الضغط المنخفض.

---

[1] Steven H. Schneider, Encyclopedia Of Climate And Weather, op. cit., p. 227

سادساً: نظرية جولي جارني وايرك ايدي (Jule Charney & Eric Eady):

قدمت هذه النظرية [1] في الاعوام (1947-1949)م وتقوم على اساس ان المنخفض الجوي هو منطقة عدم استقرار (Instability) في التيار النفاث واطلقوا عليه مصطلح عدم الاستقرار الباركليني (Baroclinic Instability) وفي حالة وصول الانحدار الحراري الى درجة كافية او عندما يكون القص الهوائي العمودي (Vertical Wind Shear) كبيرا بدرجة كافية عند ذلك سينهار التيار النفاث بصورة تلقائية نحو الاسفل باتجاه امواج روسبي وبالنتيجة ستتكون منخفضات جوية، ولكن قبل ذلك فأن نمو المنخفض الجوي سيتحقق من خلال الطاقة الحركية (Kinetic Energy) القادمة من الطاقة الكامنة (Potential Energy) والمخزونة في التدرج الحراري ما بين القطب والاستواء.

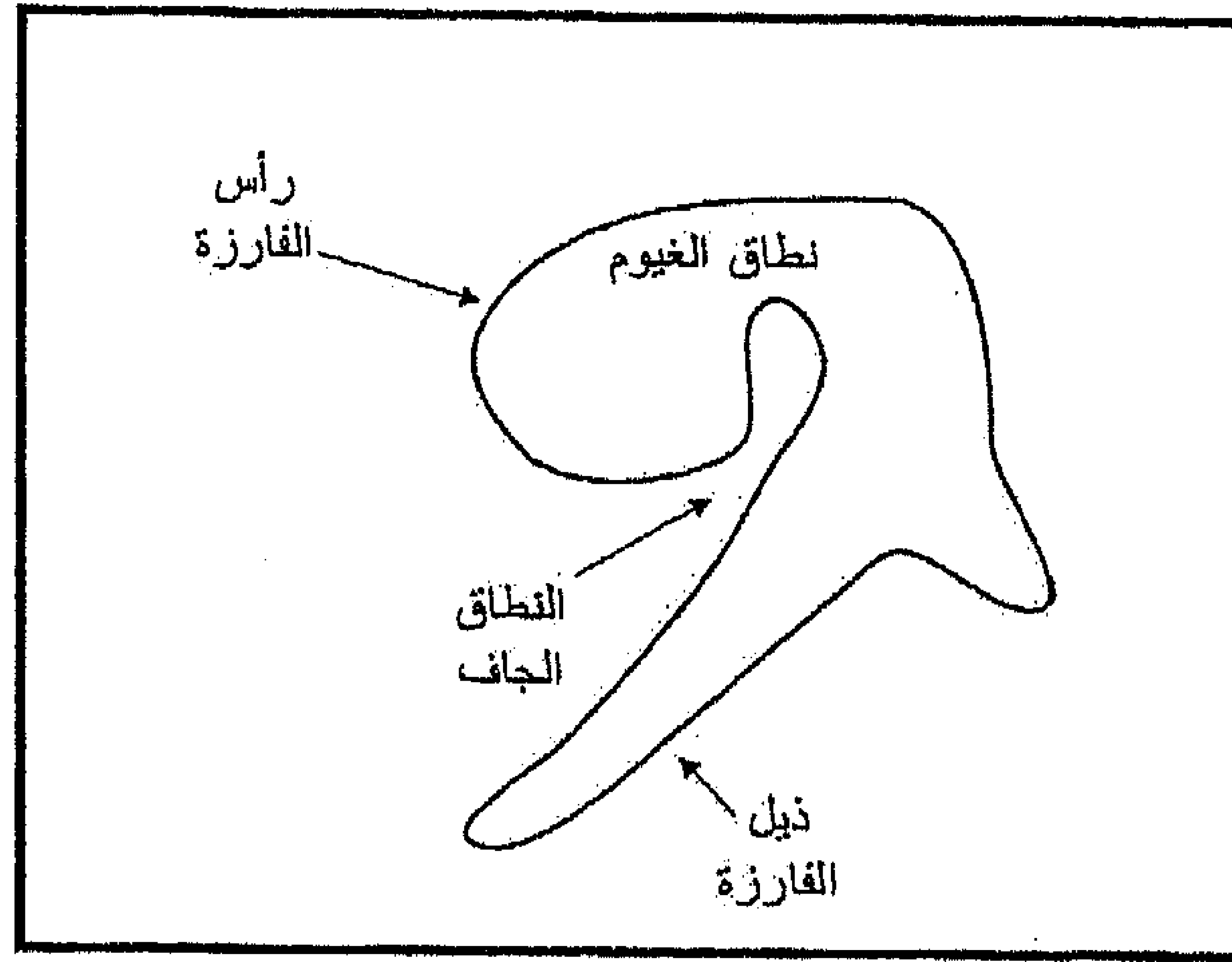
وقد اثبتت الملاحظات الحديثة ان مناطق الاضطرابات داخل التيار النفاث لها ارتباط مع مناطق نشوء المنخفضات الجوية (Cyclogenesis). وبشكل عام فأن نظرية الاستقرار الباركليني تستخدم في الدراسات النظرية لمناطق نشوء المنخفضات الجوية.

الافكار الحديثة حول المنخفض الجبهوي:

نظرية المنخفض النرويجي اثبتت قيمتها في تكوين وتطور منخفضات العروض المعتدلة، ولكن بسبب توفر بيانات حول طبقات الجو العليا باستخدام الاقمار الصناعية استطاع العلماء من تقديم نموذج آخر لتفسير تكون المنخفض الجبهوي. ويعود السبب في ظهور هذا النموذج الجديد هو عدم قدرة النظرية النرويجية في تفسير شكل الغيوم الذي يشبه الفارزة وخاصة في المنخفض الجبهوي الكامل النمو (الممتلئ) فعندما يصل المنخفض الجبهوي الى مرحلة النضج تمتد الغيوم بشكل راس وزيل وكما هو موضح في الشكل (39).

---

[1] Ibid, p. 227



شكل (39)

نطاق الغيوم في المنخفض الجبهوي والذي يشبه الفارزة.

المصدر: المؤلف بالاعتماد على الصورة الفضائية المنشورة في المصدر الاتي:

Frederick k . Lutgens, Edward j . Tarbuck, The Atmosphere An Introduction to Meteorology, tenth edition, pearson prentice hall, U.S.A., 2007, p.280

سابعا : نظرية الحزام الناقل.

اطلق على النموذج الجديد اسم موديل الحزام الناقل[1] (Conveyor Belt Model) وبموجب هذا النموذج فان المنخفض الجبهوي يتالف من ثلاثة تيارات هوائية (Air streams) متفاعلة اثنان منها يكون مصدرها سطح الارض ثم ترتفع الى طبقات الجو العليا والتيار الثالث مصدره طبقات الجو العليا ثم ينخفض الى سطح الارض وكما هو موضح في خارطة (8).

فعندما يتقدم تيار هوائي دافئ ورطب باتجاه القطاع الدافئ للمنخفض الجبهوي فاثناء وصوله الى منطقة تجمع (Convergence) الهواء في المنخفض الجوي ستقل سرعته وعندما يصل الى منحدر الجبهة الدافئة فان التيار سيتصاعد بسرعة فوق الهواء البارد، واثناء صعود التيار الهوائي الدافئ والرطب سيتعرض

[1] Frederick k . Lutgens, Edward j . Tarbuck, The Atmosphere An Introduction to Meteorology, op, cit., p.279-281.

للتكاثف مكونا حزام كثيف جدا من الغيوم والتساقط وبالاعتماد على حالة الجو فمن الممكن ان يسقط الرذاذ او المطر او المطر المتجمد او حتى الثلوج.

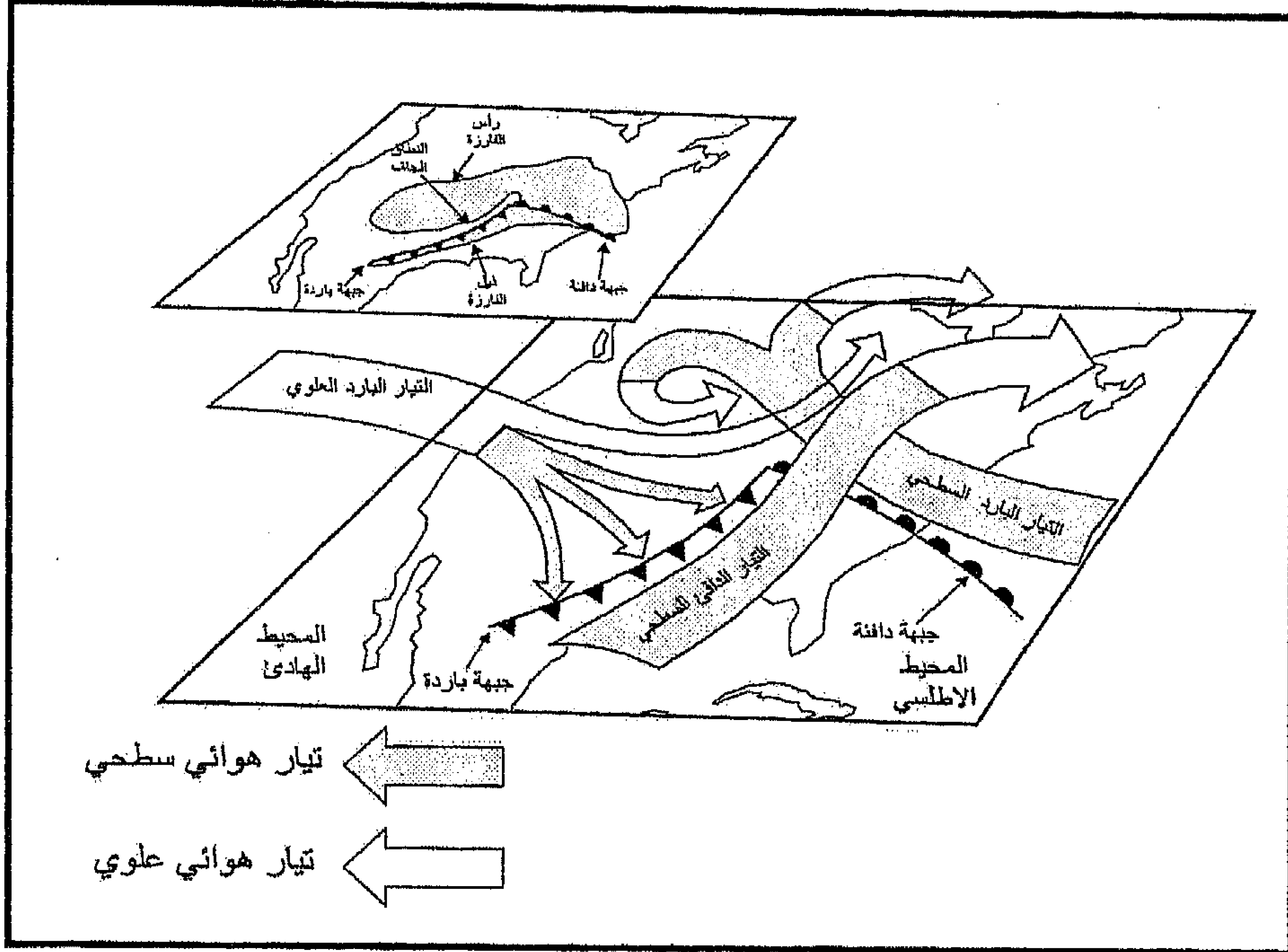
وعندما يصل التيار الهوائي الدافئ والرطب الى منتصف التروبوسفير فانه سيلتف نحو اليمين (باتجاه الشرق) واخيرا سيدخل ضمن نطاق الغربيات العليا، وهذا التيار الهوائي الدافئ والرطب يعتبر المصدر الرئيسي للتساقط في منخفضات العروض الوسطى.

اما التيار الثاني وهو التيار الهوائي البارد السطحي فانه يبدأ بالتقدم امام المنخفض الجوي وتحديدا امام الجبهة الدافئة بحيث يتقدم غربا باتجاه مركز المنخفض الجوي ولكنه يبقى اسفل التيار الهوائي الدافئ والرطب وهذا التيار البارد سيتشبع بالرطوبة نتيجة لعملية تبخر قطرات المطر الساقطة فيه واحيانا اخرى يكون هذا التيار الهوائي البارد اصلا محمل بالرطوبة اذا كان قادما من مصدر بحري بحيث يزود المنخفض بكميات كبيرة من الرطوبة، وبتقدم التيار البارد نحو منطقة تجمع الهواء بالقرب من مركز المنخفض سيرتفع وبالتالي سيتعرض للتكاثف مما يساهم في زيادة التساقط داخل المنخفض الجوي.

وعندما يصل التيار البارد الى منتصف التروبوسفير فان قسم من التيار سيلتف مع حركة المنخفض (عكس عقارب الساعة) مكونا الشكل الخاص بالغيوم والذي يشبه الفارزة في المنخفض كامل النضج اما الجزء الاخر من التيار البارد فانه سيلتف نحو اليمين ويصبح جزءا من الغربيات العليا بحيث يصبح موازيا للتيار الهوائي الدافئ ومن المحتمل ان يعمل على زيادة التساقط بالاشتراك مع التيار الدافئ.

التيار الهوائي الثالث يسمى بالتيار الجاف وهذا التيار هو تيار علوي ويختلف عن التيارين السابقين السطحيين، والتيار الجاف هو في الاصل جزء من الغربيات العليا لذلك فهو تيار بارد وجاف. فاثناء دخول التيار الى المنخفض الجوي فانه يتعرض للأنقسام فاحد الفرعين يهبط نحو السطح في خلف الجبهة الباردة وبالنتيجة سيسود طقس حسن بارد مع عبور الجبهة الباردة كما ان هذا

التيار سيحافظ على التباين الحراري القوي الذي يميز الجبهة الباردة، اما الفرع الثاني من التيار الهوائي البارد والهابط نحو السطح فانه سيحافظ على اتجاهه الغربي ويعمل على تكوين المنطقة الخالية من الغيوم والواقعة بين الراس والذيل في نطاق الغيوم الذي يشبه الفارزة.



خارطة (8)

الخارطة الكبيرة توضح منخفض جبهوي ناضج في العروض المعتدلة، حيث يلاحظ كل من التيار الهوائي الدافئ السطحي والتيار البارد السطحي والتيار البارد العلوي. والخارطة الصغيرة في الاعلى توضح نطاق الغيوم المتكون بتاثير التيار الدافئ والبارد السطحي ويوضح ايضا النطاق الجاف من الغيوم والمتكون بتاثير التيار البارد العلوي.

المصدر:

Frederick k . Lutgens, Edward j . Tarbuck, The Atmosphere An Introduction to Meteorology, op, cit., p. 280

ثامنا: نظرية موديل شابيرو- كيسر (Shapiro-Keyser cyclone model) للمنخفض الجبهوي:

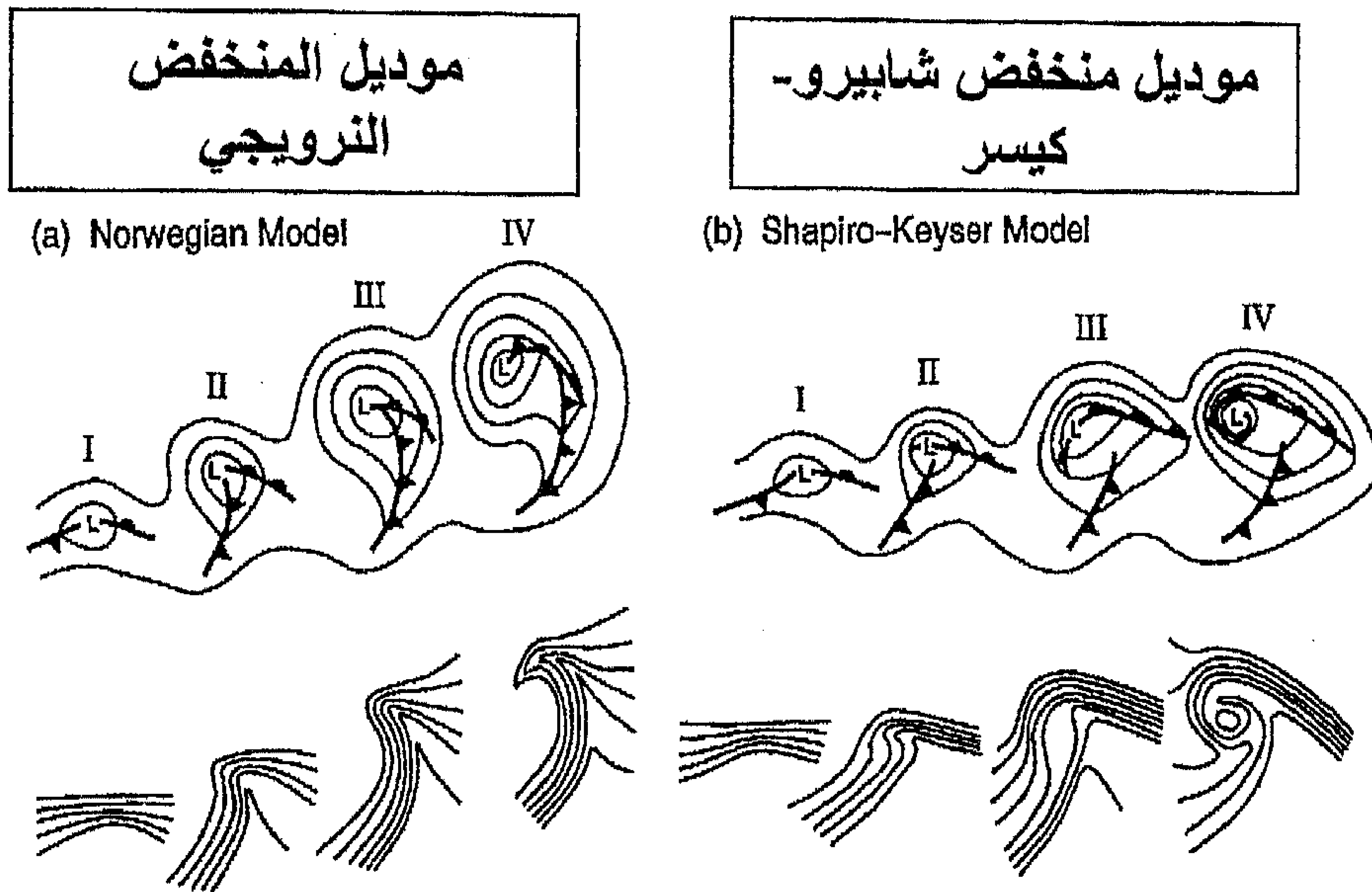
في عام 1990م قدم كل من الباحثين شابيرو – وكيسر بحثا عرضوا فيه موديل جديد للمنخفض الجبهوي البحري ويختلف عن الموديل النرويجي الذي قدمه بيركنس وزملائه في عام 1918م، فقد اوضح شابيرو وزميله ان الجبهات الهوائية في المنخفض الجبهوي لا تلتقي مع بعضها البعض.

يتضح من الشكل (40) انه الموديل الجديد [1] يتفق مع الموديل النرويجي من ان المنخفض الجوي يتكون من الجبهات الهوائية، الا ان الفرق هو ان الجبهات في الموديل الجديد لا تلتقي، كما انه سيظهر ضعف في القسم الشمالي من الجبهة الباردة المتجهة نحو القطب بالقرب من مركز المنخفض الجبهوي مما يؤدي الى حدوث كسر في المنخفض الجبهوي كما ان الجبهة الدافئة سيتعرض قسمها الشمالي للأنحناء خلف الجبهة الباردة، وفي النهاية فأن الهواء البارد سيطوق الهواء الدافئ بالقرب من مركز المنخفض مما يؤدي الى انعزال الهواء الدافئ (a warm seclusion). وانعزال الهواء الدافئ هو الذي سيعطي الشكل الدائري (الحلزوني) للغيوم في مركز المنخفض الجبهوي وكما تظهره صور الاقمار الصناعية.

من خلال ملاحظة الشكل حيث يمثل الشكل العلوي للمستوى الضغطي 850 ملليبار والجبهات الهوائية، اما الشكل الاسفل فهو يمثل خطوط درجات الحرارة الكامنة (Potential Temperature) للقسم الاسفل من طبقة التروبوسفير، الشكل (a) يمثل موديل المنخفض النرويجي: (I) يمثل المنخفض الجبهوي في مراحله الاولى، (II) و (III) يمثلان تضييق القطاع الدافئ، (IV) يمثل مرحلة امتلاء المنخفض الجبهوي.

[1] http://weatherfaqs.org.uk/node/98

الشكل (b) يمثل موديل المنخفض الجبهوي لـ شابيرو- كيسر: (I) يمثل المنخفض الجبهوي في مراحله الاولى، (II) انفصال او تكسر الجبهة الهوائية اي انفصال الجبهة الدافئة عن الجبهة الباردة، (III) تكون الجبهة الهوائية ذات الشكل الذي يشبه حرف (T) الانكليزي او يشبه راس العظمة (Frontal T-bone) وتعرض الجبهة الدافئة للأنحناء، (IV) المرحلة الاخيرة حيث ياخذ المنخفض شكل راس العظمة وينعزل الهواء الدافئ.



شكل (40)

مقارنة بين موديل المنخفض النرويجي (على اليسار) وموديل منخفض شابيرو- كيسر (على اليمين)

المصدر:

Unified Surface Analysis Manual, Hydrometeorolgical Prediction Center, Ocean Prediction Center, Tropical Prediction Center, Honolulu Forecast Office, December 14, 2006, p.3

وبالانتهاء من عرض نظريات المنخفض الجوي نستخلص ان اختلاف الظروف المناخية جغرافيا هو الذي ساهم في ظهور نظريات جديدة او تعديل النظريات القديمة، فمثلا مناخ النرويج الممتد ضمن مساحة البلاد المحدودة شجع العلماء على وضع نظرية الجبهة القطبية المؤلفة من الجبهة الدافئة والباردة، في حين ان مناخ كندا الممتد على مساحة كبيرة ساهم في اكتشاف جبهة ثالثة او ما يسمى بنظرية الجبهات الهوائية الثلاث. كما ان التطور العلمي وتوفر معلومات عن طبقات الجو العليا ساهم ايضا في اكتشاف خصائص جديدة في المنخفض الجوي وبالتالي وضع نظريات جديدة. وعليه فان مع تطور العلوم الخاصة بالطقس والمناخ سيساهم مستقبلا في ظهور افكار ونظريات بصورة اوسع.

التركيب العمودي للمنخفضات الباردة والمنخفضات الدافئة:

المنخفضات الباردة هي تلك المنخفضات التي تتكون فيما وراء العروض المدارية وباتجاه القطبين مثل المنخفضات الجبهوية، اما المنخفضات الدافئة فيقصد بها المنخفضات التي تتكون في العروض المدارية ومن امثلتها الاعاصير المدارية التي تتكون فوق البحار المدارية الدافئة.

استطاع الباحثين من دراسة وتحليل المنخفضات الجوية بشكل مفصل وتوصلوا الى اكتشاف وجود فرق واضح فيما بين المنخفضات الباردة والمنخفضات الدافئة، حيث تبين ان المنخفض البارد السطحي يكون اعمق من المنخفض الدافئ بمعنى اخر ان المنخفض البارد يتواجد فوقه منخفض جوي في حين يتواجد مرتفع جوي فوق المنخفض الدافئ، ولفهم هذه الالية سنناقش هذه المسألة بشيء من التفصيل.

الشكل (41) يمثل مقطع جانبي لمنخفض جوي بارد، ونلاحظ من الشكل ان الهواء يكون بارد على السطح وفي جميع المستويات التي تعلو مركز المنخفض الجوي، كما ان خطوط تساوي الضغط الجوي الايزوبار ستصبح مقعرة نحو الاعلى بسبب ان اخفض ضغط سيسجل في مركز المنخفض. وعليه فان خطوط الايزوبار ستكون متقاربة في مركز المنخفض بسبب برودة الهواء

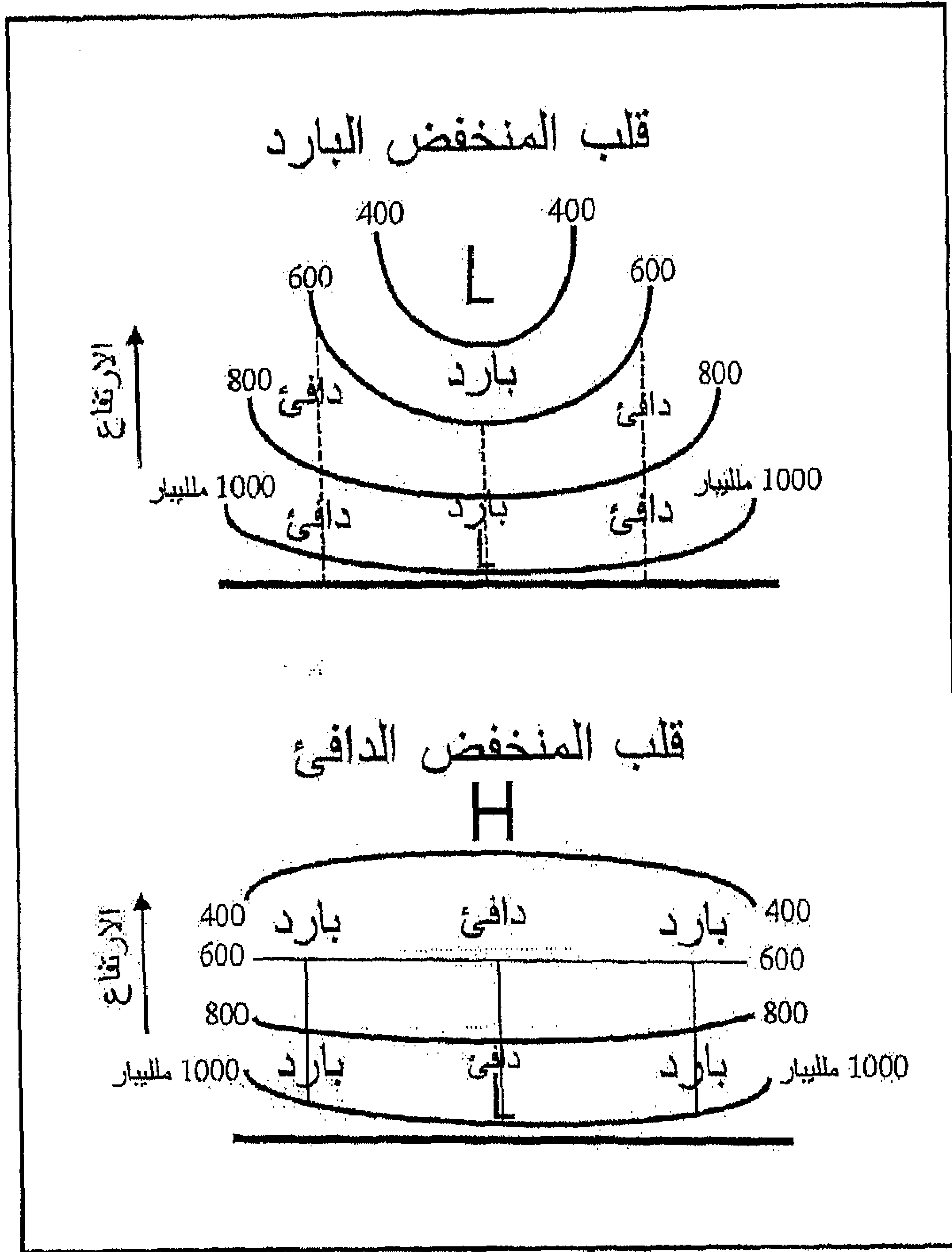
وانكماشة في حين ستكون خطوط الايزوبار متباعدة في اطراف المنخفض بسبب دفء الهواء وتمدده، فعلى سبيل المثال المسافة بين خط الايزوبار 1000 وخط الايزوبار 600 ستكون اقصر في مركز المنخفض مقارنة بنفس المسافة بين الخطين في جوانب المنخفض لكون الهواء ادفء والسمك اكبر، واختلاف السمك هو المسؤول عن تواجد منخفض علوي فوق المنخفض السطحي البارد [1].

بالاعتماد على نفس المبدأ فان التركيب العمودي لقلب المنخفض الدافئ يجب ان يكون مختلفا بشكل اساسي، فبما ان مركز الهواء الدافئ في المنخفض سيكون اسمك لذلك فمن الطبيعي ان يسود مرتفع جوي فوق المنخفض الجوي السطحي فعلية فان مركز المنخفضات الباردة سيكون اكثر عمقا في طبقات الجو العليا في حين يكون المنخفض الدفئ سيكون ضحلا في طبقات الجو العليا [2].

---

[1] Roger Pielke Jr, Roger Pielke Sr, Storms, Volume (1), first published by Routledge, Britain, 2000, p.402-403.

[2]Ibid, p.403.



شكل (41)

مقارنة بين قلب المنخفض الجوي البارد والمنخفض الجوي الدافئ.

المصدر:

Roger Pielke Jr, Roger Pielke Sr, Storms, Volume (1), op. cit., p.402

وبالانتهاء من عرض النظريات الخاصة بالمنخفضات الجوية، سننتقل للحديث عن المنخفض الجبهوي بشكل مفصل وحسب نظرية الجبهة القطبية.

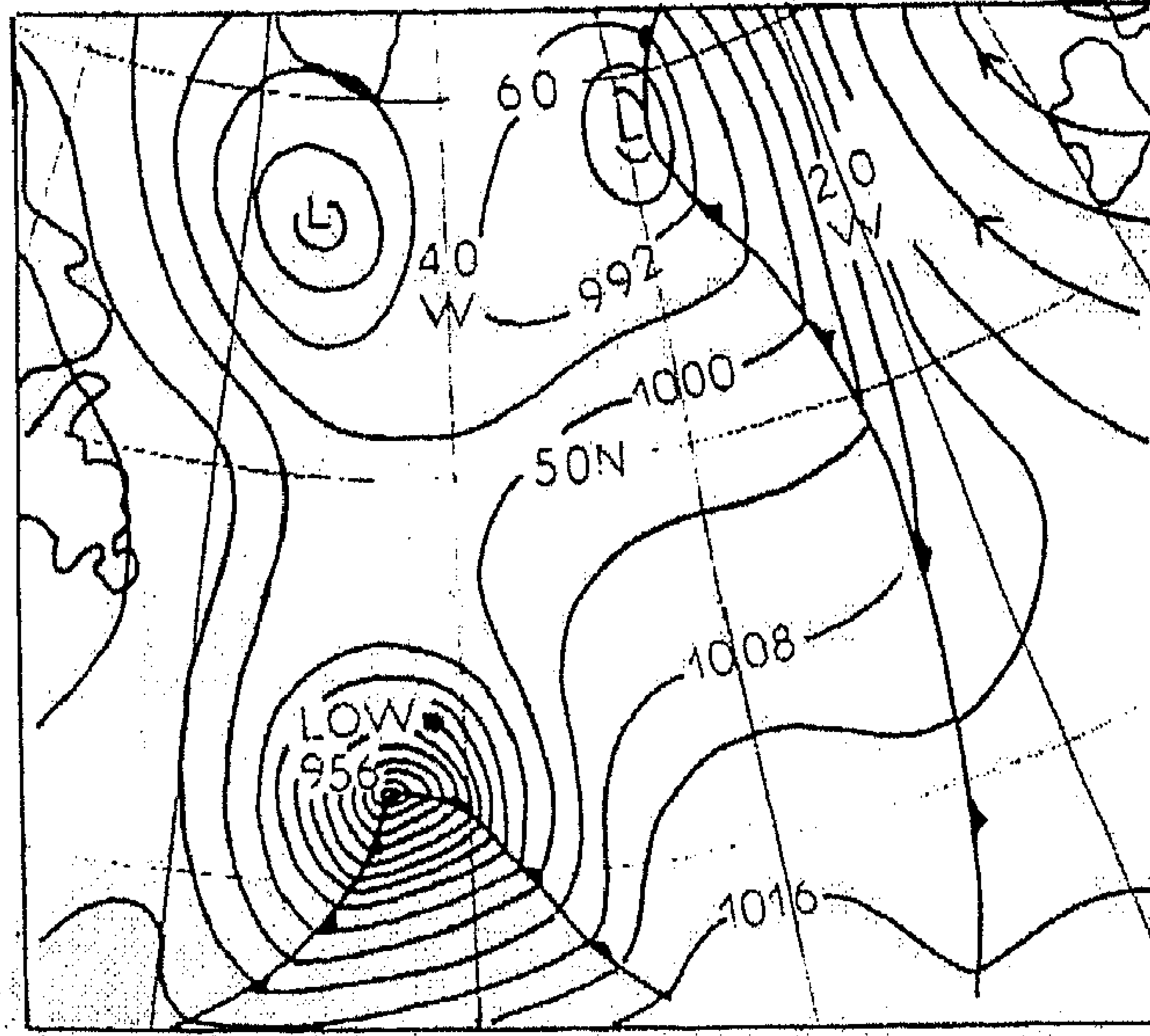
تعد المنطقة العرضية الواقعة بين خطي عرض 30-65 درجة في نصفي الكرة الشمالي والجنوبي من اكثر المناطق التي يتكرر فيها حدوث المنخفضات الجوية.

واقل قيمة ضغطية سجلت للمنخفضات الجبهوية بلغ (947.5) ملليبار وذلك في محطة دلتا البحرية في شمالي المحيط الاطلسي ضمن دائرة عرض 44 شمالا وخط طول 41 غربا، وذلك في الساعة GMT 20:25 بتاريخ 29- كانون الثاني 1972م، حيث لاحظ الانوائيين تقدم سلسلة من المنخفضات الجبهوية باتجاه اوربا شكل (42)، ومن الملفت للأنتباه ايضا ان تغير الضغط الجوي كان كبيرا جدا ففي الساعة GMT 1500 انخفض الضغط الجوي بحدود 9.7 ملليبار ثم انخفض في الساعة GMT 1800 بحدود 14.0 ملليبار وانخفض ففي الساعة 2000 GMT بحدود 35.0 ملليبار، علما بان تغير الضغط بهذا الشكل السريع يترافق عادة مع الاعاصير المدارية1.

بصورة عامة فان المنخفضات الجبهوية يمكن لها ان تتشكل فوق اليابس كما تتشكل وتتطور فوق البحار، وان كانت هناك مناطق اكثر ملائمة من غيرها لتشكل تلك المنخفضات او حتى لتقويتها كما هو الحال بالنسبة لحوض البحر المتوسط في خليج جنوة وقبرص وتنشط اكثر ما يكون في نصف السنة الشتوي ويصل معدل سرعتها بين (50 كم/ ساعة) في فصل الشتاء و (30 كم / ساعة) في فصل الصيف2.

[1] M. W. Stubbs, An Unusually Large Fall of Pressure, Weather, Published by Royal Meteorological Society, Vol. 30, No.3, March 1975, p.91-92

[2] علي حسن موسى، العواصف والأعاصير، دار الفكر المعاصر، دمشق-سورية 1989، ص 260.



شكل (42)

خارطة طقسية فوق المحيط الاطلسي الشمالي، وذلك في الساعة GMT 18:00 بتاريخ 29- كانون الثاني 1972م وموقع المحطة البحرية (دائرة عرض 44 شمالا وخط طول 41 غربا) مؤشر بدائرة صغيرة سوداء.

المصدر:

M. W. Stubbs, An Unusually Large Fall of Pressure, op. cit., p.92

ويكاد ينحصر تكون المنخفضات الجبهوية في العروض الوسطى بين دائرتي عرض (30°-60°) شمالا وجنوبا، وتتكون على اليابسة والبحار على حد سواء وتنشط في النصف الشتوي من السنة. وتتحرك من الغرب الى الشرق.

ويقدر معدل عمر المنخفضات الجوية بين أربعة إلى خمسة أيام يكون الجو فيها مضطرباً وتسقط الأمطار على المنطقة التي تتأثر بالمنخفض والتي يتراوح قطرها في العادة بين 200-1000كم أمّا حركة المنخفض فهناك اختلاف في معدل سرعة المنخفض من فصل إلى آخر. كما يختلف حسب عمق المنخفض ودرجة تطوره وبشكل عام يبلغ متوسط سرعة المنخفض بين (25-40

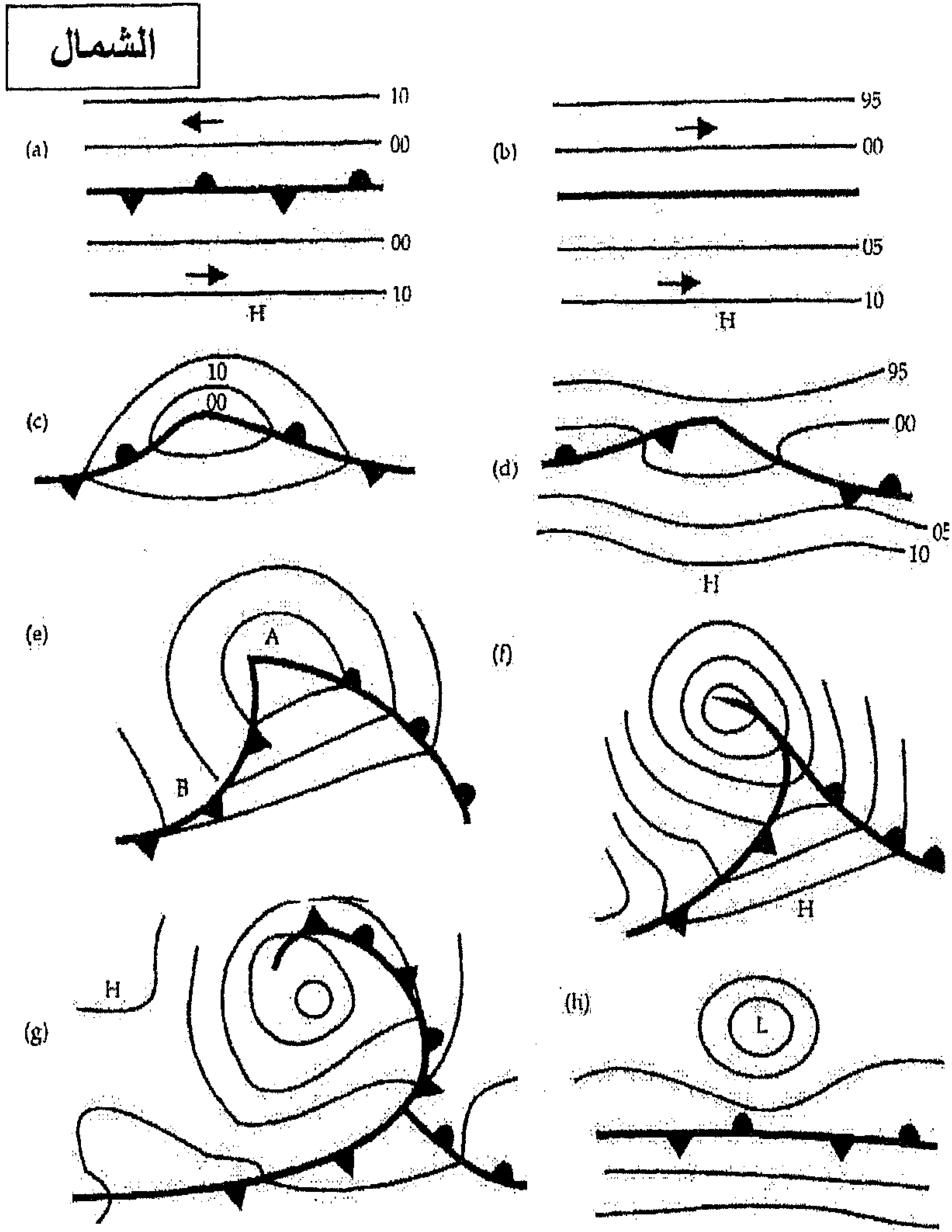
كم/ ساعة) وان كانت حدود السرعة تنحصر بين 500-2000 كم في اليوم (20-100كم/ ساعة) كقيمتين متطرفتين.

مراحل تكوين المنخفض الجبهوي:

يتكون المنخفض الجبهوي مع تكون منطقة للضغط المنخفض والتي تجذب اليها الكتل الهوائية المختلفة وما أن تلتقي تلك الكتل الهوائية يبدأ المنخفض الجبهوي بالنشوء شكل (43-44).

أذا ألتقت كتلتين هوائيتين باردة ودافئة تنشأ في منطقة اللقاء جبهة هوائية فأذا لم يحدث أي تقدم للكتلتين على حساب الاخرى ستتكون جبهة ساكنة في منطة اللقاء، ولكن مع تقدم الكتل بأتجاه بعضهم تتعرض تلك الجبهة الساكنة الى التموج ويبدأ المنخفض الجبهوي بالتميز من خلال ظهور قيمة مركزية ذات ضغط منخفض ويزداد أتساع الموجات بتوغلها فوق سطح الانفصال، ويأخذ الهواء بالتحرك حول المركز في محاولة لبلوغه، بحيث يميل الهواء البارد الشرقي والشمال الشرقي للألتفات من مقدمة المنخفض في حركة دورانية الى مؤخرة المنخفض ليندس كأسفين تحت الهواء الدافئ الغربي والجنوبي الغربي مما يؤدي الى تشكل جبهتي المنخفض الباردة في الخلف والحارة في المقدمة، بينما يتواجد قطاع من الهواء الدافئ في الوسط، ويكون المنخفض في هذه الحالة في أقصى مراحل فعاليته شكل فيما يعرف بمرحلة النضج.

وبما أن سرعة الجبهة الباردة أكبر من الجبهة الحارة بحوالي (8) كم/ ساعة لذلك فأن الجبهة الباردة ستلحق بالجبهة الدافئة مما يترتب على ذلك حدوث تضيق في قطاع الهواء الحار لتلاقي الهواء البارد الأمامي (أمام الجبهة الحارة) مع الهواء البارد الخلفي (خلف الجبهة الباردة) وتبدأ عملية أندماج الجبهتين مع بعض في جبهة الامتلاء ليرتفع عندها الهواء الحار نهائيا من على السطح ولتسيطر كتلة هوائية واحدة على السطح هي الكتلة الهوائية الباردة وليتحول المنخفض الجبهوي الى دوامة عليا في مرحلة تطوره النهائية المعروفة بمرحلة التلاشي.



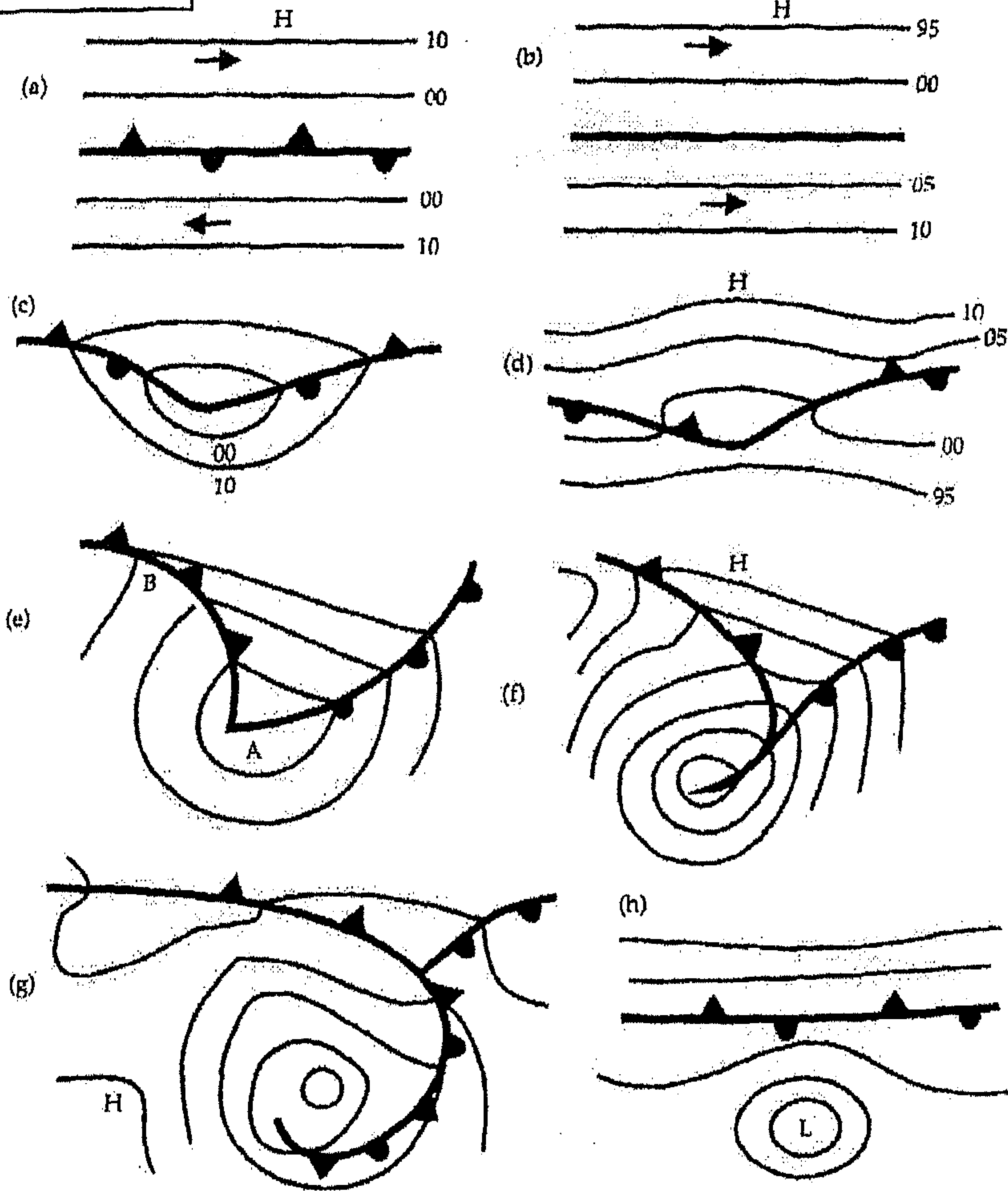
شكل (43)

مراحل تطور المنخفض الجبهوي في نصف الارض الشمالي

المصدر:

Adrian Gordon, and other, Dynamic Meteorology: A basic course. First published, printed by J W Arrowsmith, Bristol, Britain, 1998, p. 214

الجنوب



شكل (44)

مراحل تطور المنخفض الجبهوي في نصف الارض الجنوبي

المصدر:

Adrian Gordon, and other, Dynamic Meteorology: op. cit., p. 215

الجبهة الدافئة (Warm Front):

الجبهة الدافئة هو تقدم الهواء الدافئ على الهواء البارد، وما أن تقترب الجبهة الدافئة حتى يأخذ صفاء السماء بالتعكر حيث تبدأ الغيوم العالية السمحاقية بالتكون (Cirrus) والتي تتميز برقتها وشفافيتها بحيث يمكن رؤية قرص الشمس أو القمر من خلالها. وعند وصول الجبهة الدافئة فأن الغيوم تزداد كثافة فأذا كان الهواء الدافئ مستقرا فستتكون الغيوم الطبقية (Stratus) والتي تتميز بأمطار خفيفة تستمر لفترة طويلة. أما أذا كان الهواء الدافئ غير مستقر فستتكون الغيوم الركامية (Cumulus).

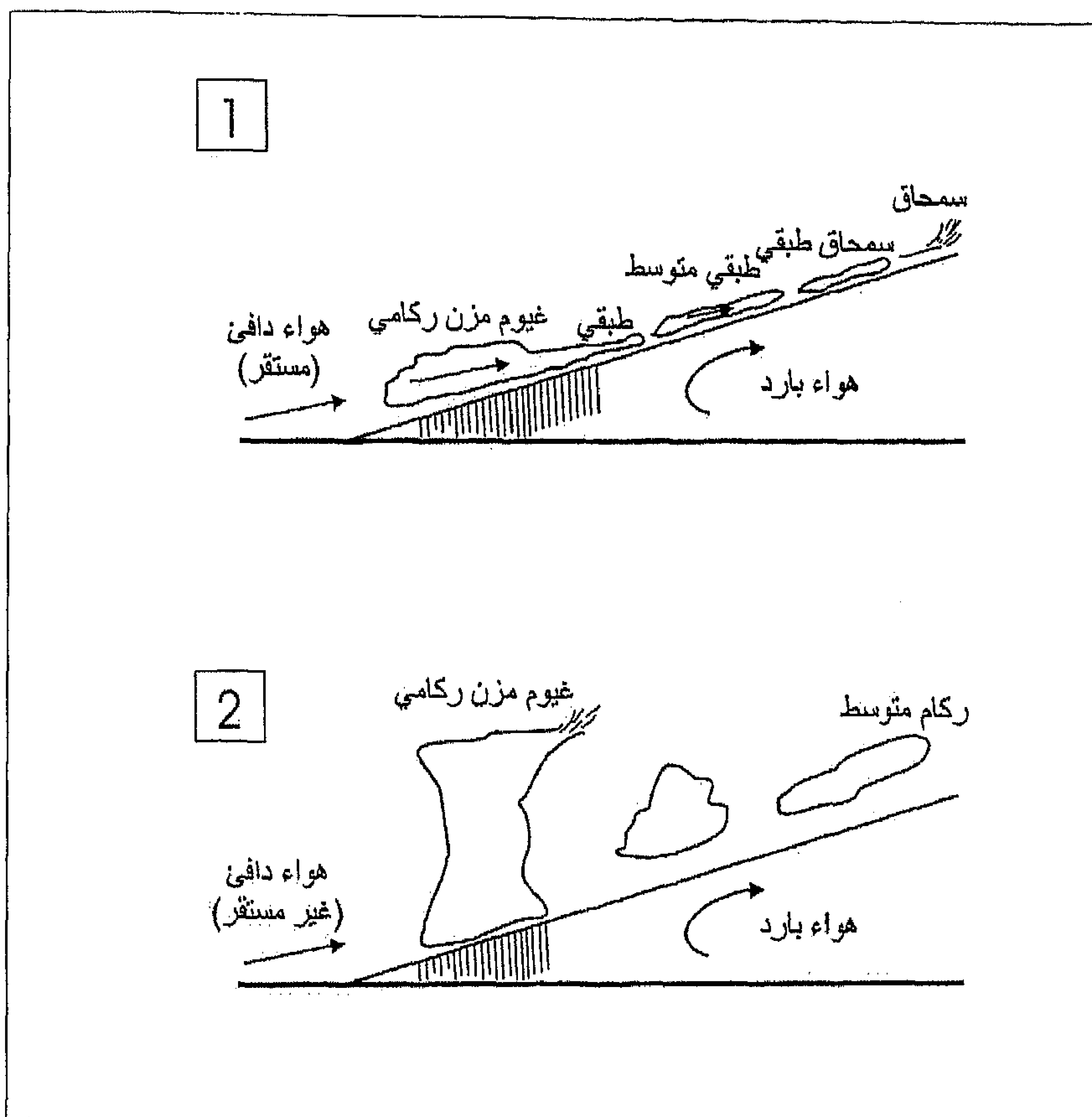
شكل (45) وإذا كان الهواء الدافئ الصاعد قليل الرطوبة ستتكون غيوم بلا أمطار، أما أذا كان الهواء الدافئ الصاعد كثير الرطوبة فستتكون غيوم كثيفة تصاحبها الإمطار الغزيرة.

ويصاحب مرور الجبهة الدافئة أرتفاع في درجا ت الحرارة وأنخفاض في الضغط الجوي بشكل تدريجي ويكون التساقط على شكل أمطار تستمر لفترة طويلة وتغطي مساحة واسعة وتكون الرياح جنوبية وجنوبية غربية الاتجاه.

يبلغ انحدار الجبهة الدافئة حوالي 1:200 وهذا يعني ان الجبهة الدافئة ضمن مسافة 200 كم ترتفع عن سطح الارض 1كم[1].

---

[1] Frederick k . Lutgens, Edward j . Tarbuck, The Atmosphere An Introduction to Meteorology, op, cit., p.194



شكل (45)

جبهة هوائية دافئة: (1) هواء مستقر، (2) هواء غير مستقر

المصدر:

Frederick k . Lutgens, Edward j . Tarbuck, The Atmosphere An Introduction to Meteorology, op, cit., p.194

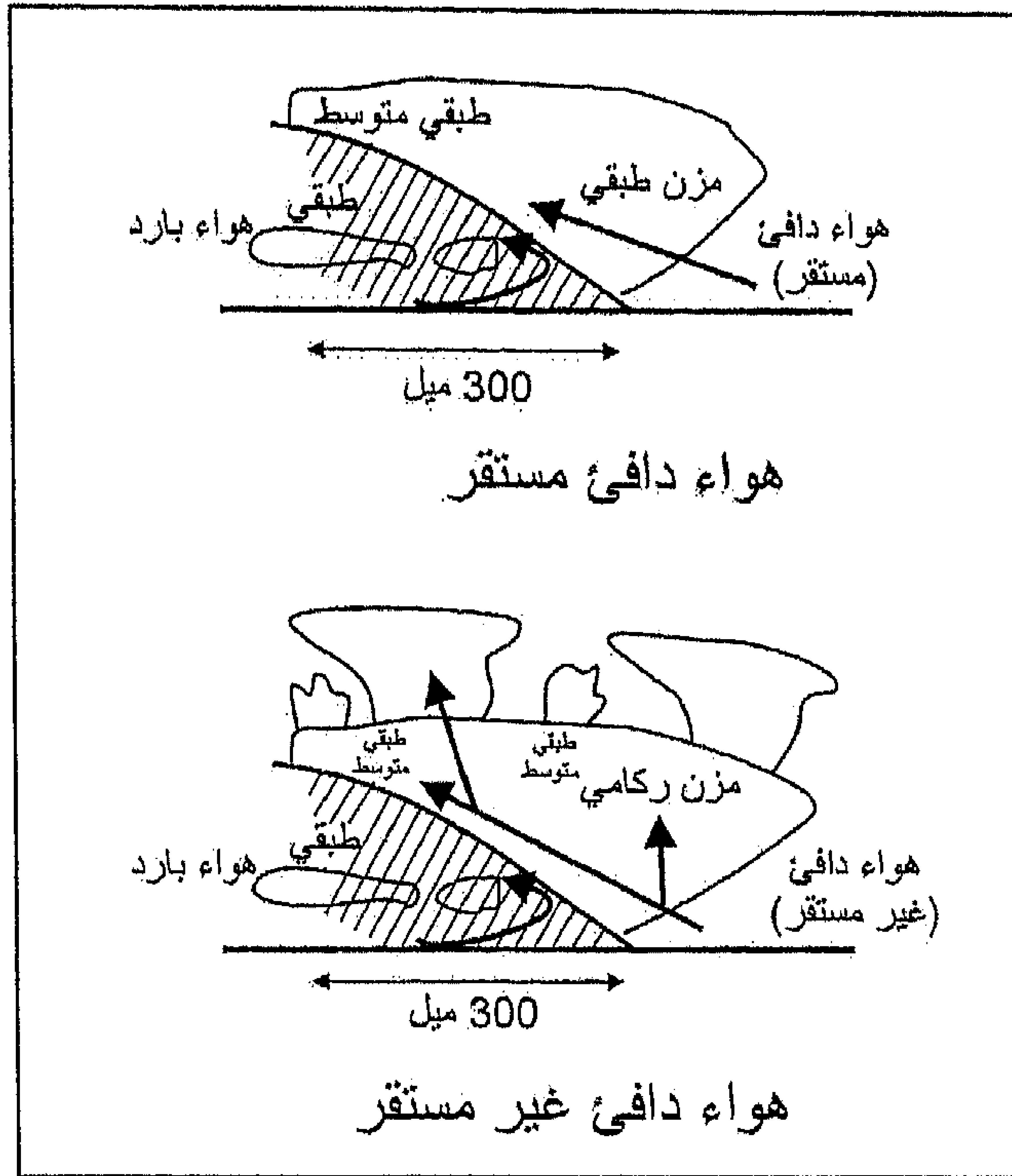
الجبهة الباردة (Cold Front):

الجبهة الباردة هو تقدم الهواء البارد عل الهواء الدافئ، ويصاحب مرور الجبهة الباردة هبوط سريع في درجات الحرارة وأرتفاع مفاجئ في الضغط الجوي وتغير في أتجاه الرياح وتزايد في سرعتها ويصاحبها عموما جو عاصف .

وقبل وصول الجبهة الباردة تظهر أولا الغيوم السمحاقية (Cirrus) والتي تمثل الأجزاء العليا المنفصلة من الغيوم الركامية (Cummulus) المتكونة على الجبهة الباردة، ومع أقتراب الجبهة الباردة تظهر غيوم الركام المزني (Nimbocumuls) ذات الأمطار الغزيرة والمصحوبة بالبرق والرعد ويصاحبها أحيانا سقوط البرد (Hail) وتتميز الظواهر الجوية المصاحبة للجبهة الباردة بكونها سريعة وقصيرة العمر، وعندما يكون الهواء الدافئ مستقرا فان الغيوم المتشكلة ستكون من نوع المزن الطبقي، اما اذا كان الهواء الدافئ غير مستقر فان انتشار الغيوم سيكون كبيرا ومن نوع المزن الركامي، شكل (46). وعند قدوم الجبهة الباردة يتغير أتجاه الرياح من رياح جنوبية غربية إلى رياح شمالية وشمالية غربية وبعدها يتحسن الجو وتصفو السماء وتظهر الغيوم الركامية المبعثرة بسبب قدوم القطاع البارد الخلفي (مؤخرة المنخفض الجبهوي).

يبلغ انحدار الجبهة الباردة ما بين 1:40 الى 1:160 وهذا يعني ان الجبهة الدافئة ما بين مسافة 40-160 كم ترتفع عن سطح الارض 1كم وهذا يعني ان الجبهة الباردة اكثر انحدارا من الجبهة الدافئة حوالي اربع مرات[1].

[1] Glenn.T. Trewartha, An Introduction to climate, op. cit., p. 188.



شكل (46)

الهواء الدافيء المستقر وغير المستقر في الجبهات الهوائية الباردة

المصدر:

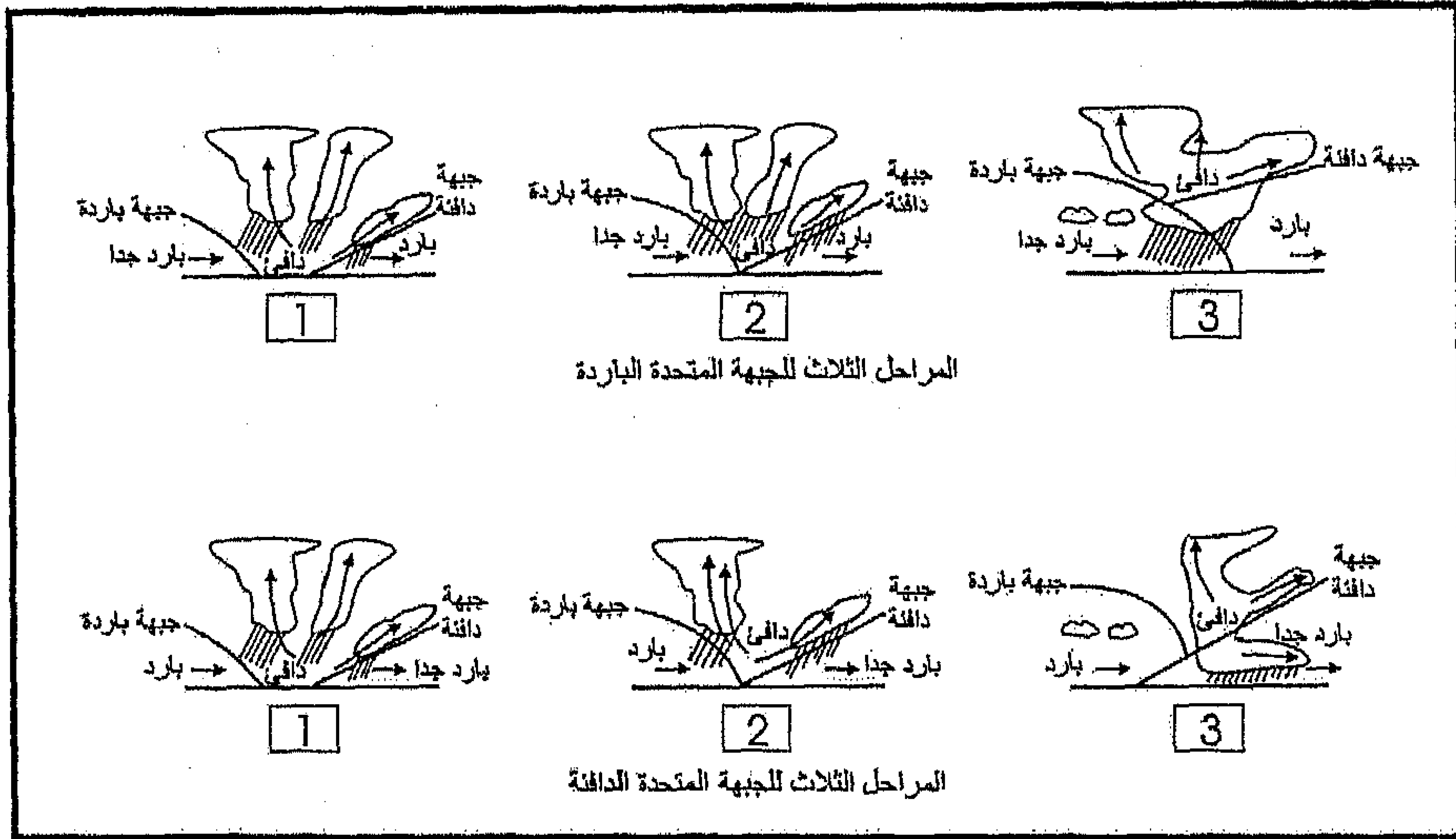
Glenn.T. Trewartha, An Introduction to climate op. cit., p. 188.

الجبهة الممتلئة (Occlasion Front):

وتسمى ايضا بالجبهة المنطبقة او الجبهة المتحدة، وتتكون هذه الجبهة نتيجة لسرعة حركة الجبهة الباردة مما سيجعلها تتحرك بصورة أسرع من الجبهة الدافئة ومن ثم تلحق بها ويعمل الهواء البارد على رفع الهواء الدافيء الموجود في القطاع الدافيء كليا نحو الأعلى بحيث لا يبقى على السطح الا الهواء البارد. أذ يتصل الهواء البارد في مؤخرة المنخفض الجبهوي مع الهواء البارد في مقدمة المنخفض الجبهوي وتؤدي هذه العملية الى تكون غيوم كثيفة جدا والمصحوبة بالامطار الغزيرة جدا لأن الهواء الدافيء أنفصل كليا عن سطح الارض مما

يؤدي الى تكاثفه كليا ويبدأ بالدوران حول نفسه ضد عقارب الساعة في نصف الكرة الشمالي.

ويوجد نوعان من الجبهات الممتلئة، الاول ويطلق عليه جبهة الامتلاء البارد (Cold Front Occlasion) والتي تنشأ عندما يكون الهواء البارد في مؤخرة المنخفض الجبهوي أعظم برودة من الهواء البارد في مقدمة المنخفض الجبهوي. وعند حدوث الامتلاء فأن الهواء البارد سينزلق بسرعة تحت الهواء الاقل برودة وتتكون جبهة باردة ممتلئة، وتتكون هذه الحالة عند السواحل الشرقية القارات، الشكل (47). والثاني فيطلق عليه اسم جبهة الامتلاء الدافىء (Warm Front Occlusion) فأذا كان الهواء خلف الجبهة أدفأ نسبيا من الهواء عند المقدمة، فأن الهواء يصعد فوق الهواء البارد وتتكون جبهة ممتلئة دفيئة. وتتكون هذه الحالة عند السواحل الغربية القارات في العروض المعتدلة.



شكل (47)

يمثل الجبهة المتحدة الباردة والجبهة المتحدة الدافئة.

المصدر:

Spiegel, H. J.Gruber, A. From Weather Vanes to Satellites, John Wiley & Sons, New York, 1983, p.112

وعلى هذا الاساس يتألف المنخفض الجبهوي في مرحلة النضج من عدة أجزاء:

1- قطاع من الهـواء البـارد (Cold Sector) المتجـانس في المقدمـة، الـذي يكون في حالة أستقرار ويرافقه طقس صحو.
2- جبهة حارة (Warm Front) تشغل المنطقة الواقعة بين القطـاع البـارد في المقدمة والقطاع الهوائي الدافئ خلفها، وتمثل منطقة أضطراب جـوي متوسط الفعالية.
3- قطاع حار (Warm Sector) لا توجد فيه غيوم جبهويـة كـالتي سـبق وصفها بل غيوم داخلية أي غيوم تتشـكل ضـمن كتـل هـواء متجانسـة وتكون هذه الغيوم من النوع الطبقي أثنـاء الشـتاء لأن أسـتقرار الأرض الباردة يمركز الرطوبة على شكل طبقات أفقية، وتتكون الغيوم الركاميـة عندما تكون الأرض ذات حرارة كافية لأحداث تيارات حمليـة. وهكـذا تكون القطاعات الحارة ملبدة بغيوم رمادية ركاميـة أثنـاء الصـيف وقـد يحدث أحيانا سقوط أمطار قوية داخل القطاعات الحارة.
4- جبهة باردة (Cold Front) تلي القطاع الحار، وهـي مـن أكثـر أجـزاء المنخفض أضطرابا.
5- قطاع من الهواء البارد (Cold Sector) في المؤخرة الذي يتصف بعـدم أستقراره نسبيا مع جنوحه نحو الاسـتقرار كلمـا أزدادت الجبهـة البـاردة أبتعادا عن المنطقة التي مرت فوقها.

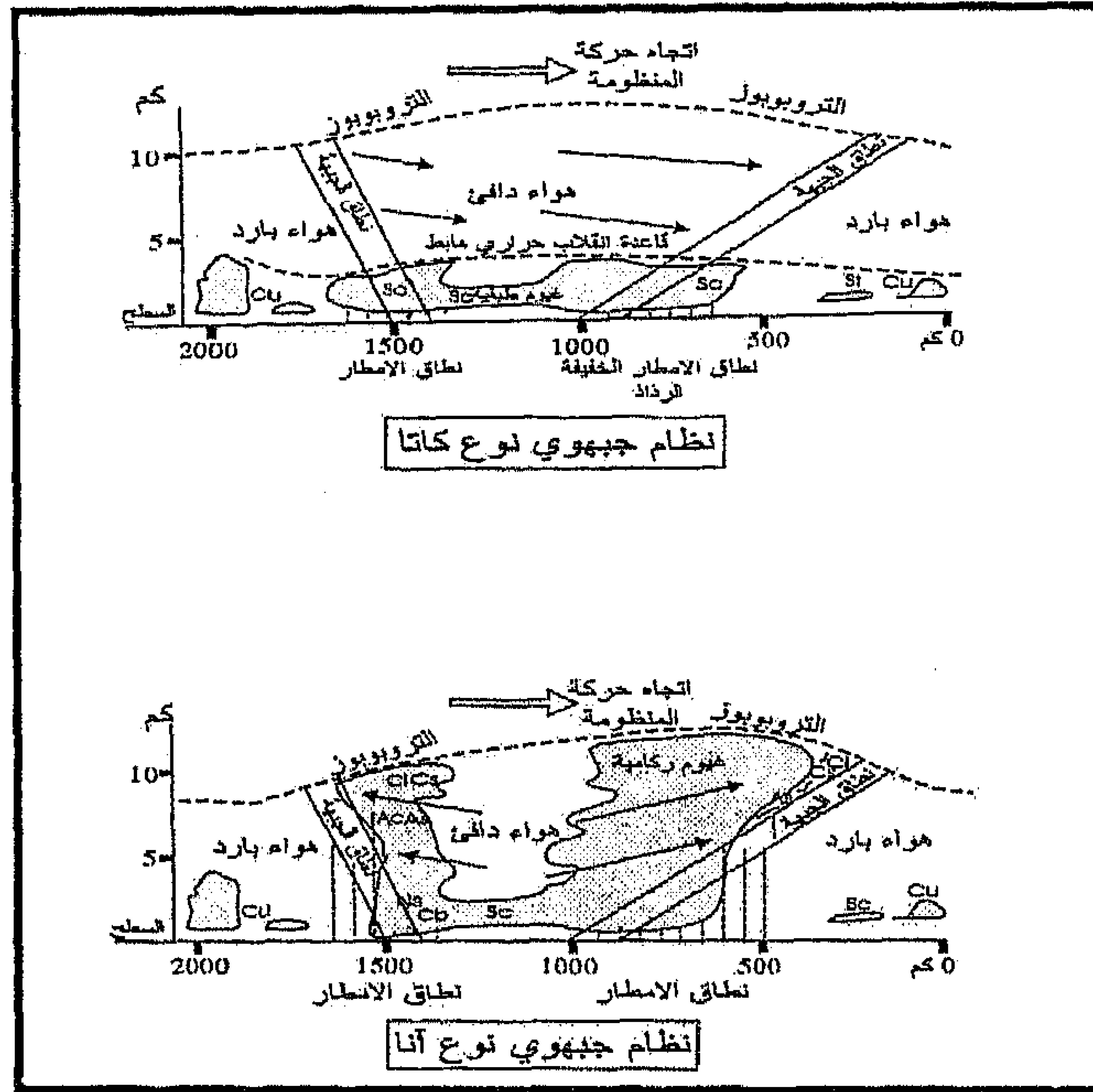
كما ويمكن التمييز بين نوعين من الجبهات الهوائية:

1- جبهة نشطة (Ana-Front):

التي تتكون عندما يكون تقدم الجبهة الحارة أبطأ من سرعة تقدم القطـاع الدافئ، والهواء البارد الخلفي يندس بسرعة تحت هواء القطاع الدافئ، مما يترتب على ذلك نشاط في الحركة الشاقولية ضمن القطاع الدافئ. مما يساعد في تكـوين عدة طبقات من الغيوم السميكة والمنخفضة والـتي تكـون امـام الجبهـة، الشـكل (48).

2-جبهة خاملة (Kata-Front):

عندما يزداد تسارع الجبهة الحارة مع تباطئ في حركة القطاع الحار، مما يجعل الهواء الحار يميل نحو الاسفل بدلا من صعوده للأعلى مما يجعل الغيوم طبقية قليلة السماكة وأقرب الى سطح الارض. وتكون الغيوم قليلة السمك بسبب هبوط طبقة الانقلاب الحراري في الهواء البارد والدافئ ويكون التساقط خفيفا على شكل مطر او رذاذ1، وهذه الحالة تحدث عندما يتحرك المنخفض الجوي حول الحد الخارجي لمرتفع جوي2. الشكل (48).



شكل (48)

توضح الجبهات النشيطة والخاملة في المنخفض الجبهوي

المصدر:

R. G. Barry, R. J. Chorley, Atmosphere, Weather and Climate, op. cit., P. 176-177.

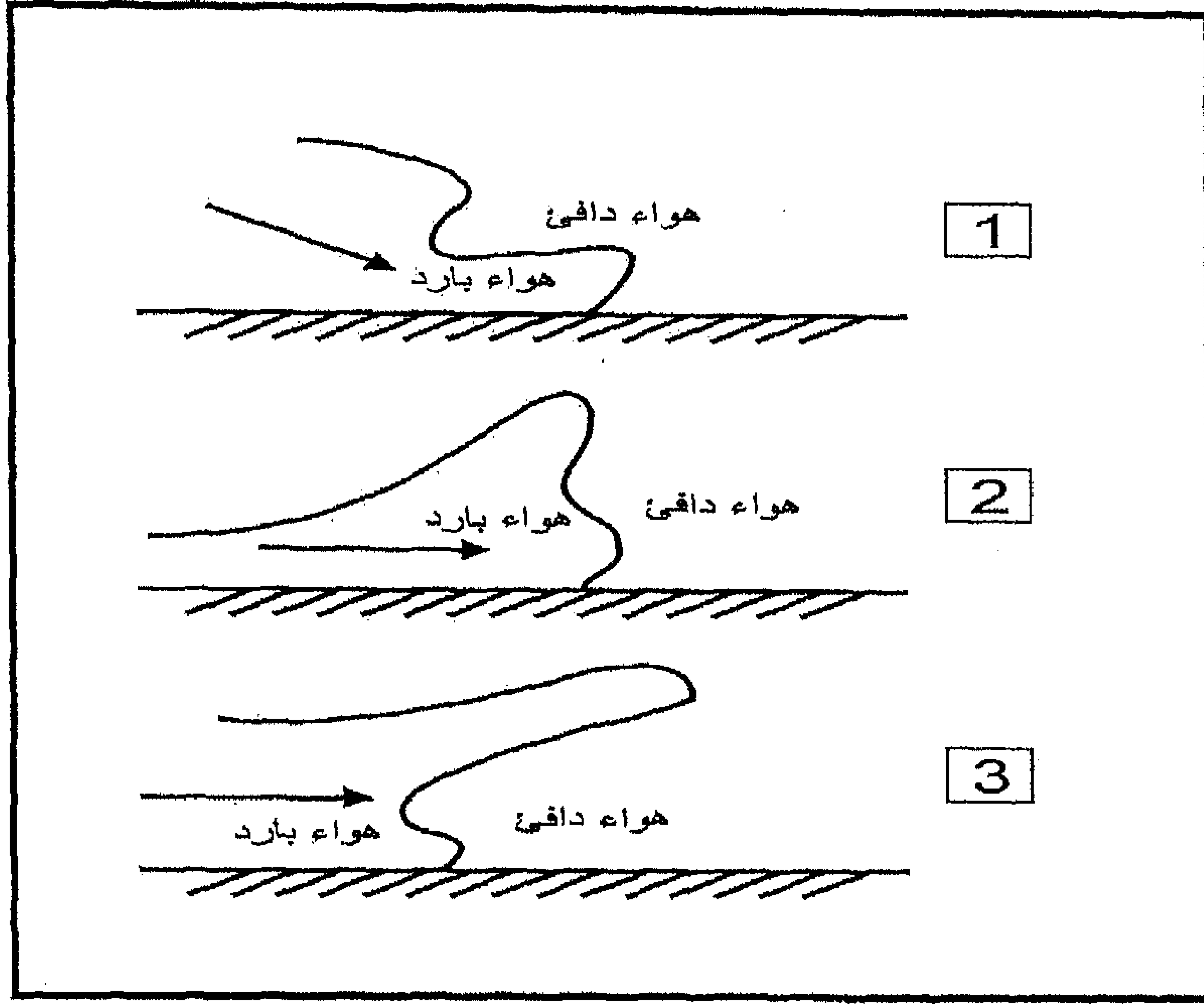
---

1 R. G. Barry, R. J. Chorley, Atmosphere, Weather and Climate, op. cit., P. 176

2 Denis Riley, Lewis Spolton, World Weather and Climate, Cambridge University Press, First Published, Britain, 1974, P. 29

نماذج تقدم الجبهات الباردة:

أن تقدم الهواء البارد في الجبهة الباردة نحو الهواء الدافىء يأخذ ثلاث نماذج [1] لاحظ الشكل (49)، وقد لوحظ أن تقدم الهواء البارد على شكل أسفين (49-1) ليست أكثر الطرق فعالية كما كان يعتقد سابقا. فهي تبرد أولا الطبقات السفلى مما يزيد في الاستقرار. كما ان تقدم الهواء البارد بشكل جدار (49-2) ايضا غير فعال. ويظهر أن أعنف الجبهات الباردة تتحقق عندما يتقدم الهواء البارد على شكل شرفة من الاعلى (49-3)، فوجود الهواء البارد في الطبقات العليا يحدث انحدارا عموديا هائلا وبالتالي عدم أستقرار جوي شديد جدا.



شكل (49)
نماذج تقدم الهواء في الجبهة الباردة
المصدر: عبد الرحمن حميدة، علم المناخ، مصدر سابق، ص235.

[1] عبد الرحمن حميدة، علم المناخ، مصدر سابق، ص235.

الجبال والجبهات الهوائية:

تؤثر الجبال العالية [1] في الجبهات وتغير في سرعة تقدمها فعندما تقتحم جبهة دافئة قمة جبلية فأن مرورها تسبقة أمطار تسمى **أمطار ما قبل الجبهة** لأن الهواء البارد المحصور بين الجبهة وسفح الجبل المعرض للريح يضطر للأرتفاع لاحظ شكل (50-أ).

وعندما يجتاز القسم الاعلى للجبهة قمة الجبل ويضطر للأنعطاف شكل (50-ب) فأن قاعدة الجبهة تبقى محبوسة فوق مقدمة السفح الاول وتهطل **أمطار ما بعد الجبهة.**

وعندما تقترب جبهة باردة لمسافة ما من قمة الجبل شكل (50-ج) فأن الهواء الحار المحصور بين الجبهة وقمة الجبل يرتفع وتسقط **أمطار ما قبل الجبهة.**

ثم تصل الجبهة الى قدم الجبل شكل (50-د) وتتوقف مدة قبل أن تجتازه وعندها تستمر الامطار الجبهوية **أمطار جبهة راكدة** بينما عندما تجتاز الجبهة قمة الجبل تضعف الجبهة الباردة جدا لأن الهواء الخلفي يكون قد تسخن بفعل ظاهرة الفوهن* شكل (50-هـ).

وخلاصة القول أن الجبال تزيد في فعالية الجبهات من خلال:

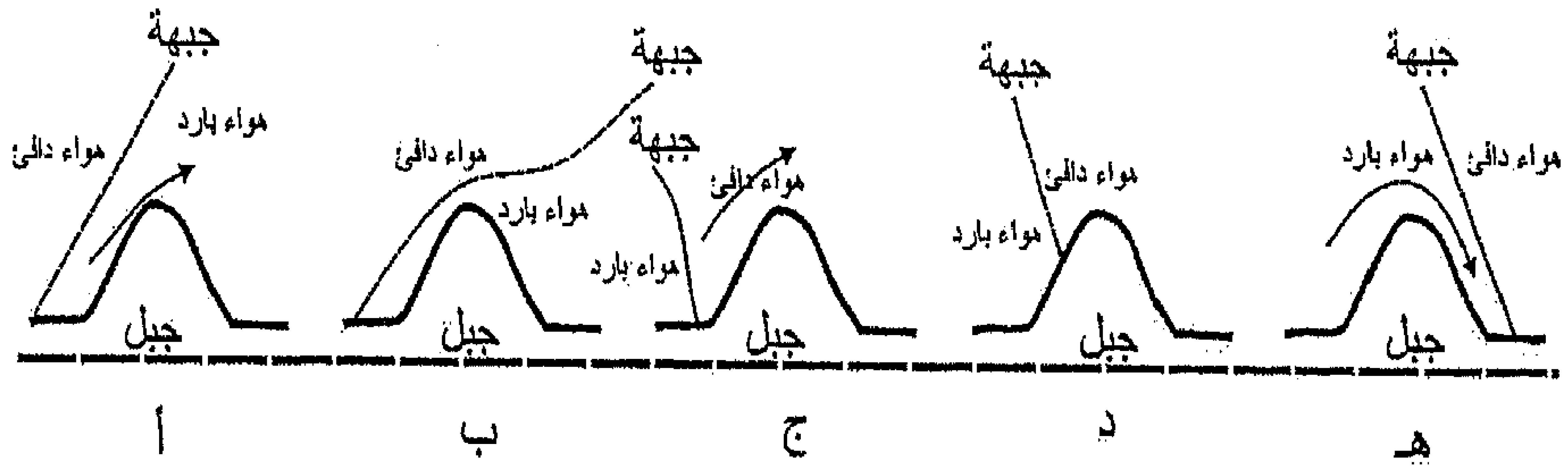
1- بأظافة أمطار ما قبل الجبهة.

2- بركود الجبهات.

---

[1] عبد الرحمن حميدة، علم المناخ، مصدر سابق ، ص237.

* ظاهرة الفوهن: يتعرض الهواء للتسخين أثناء هبوطه على السفوح الجبلية بسبب انضغاطه. وهذه الحالة لا يصاحبها تساقط الأمطار بسبب أنتقال الهواء من طبقة باردة عليا الى طبقة دافئة سفلى.



شكل (50)

تاثير الجبال على الجبهات الهوائية

المصدر: عبد الرحمن حميدة، علم المناخ، مصدر سابق، ص238.

عوائل المنخفضات الجبهوية:

وهو نظام ضغطي مميز يتكون من مجموعة منخفضات جبهوية متعاقبة وذات مراحل تكوينية مختلفة، ويكون هذا النظام الضغطي متصل الاجزاء بحيث أن المنخفض الاول يتصل به منخفض ثاني وهكذا. وتتحرك هذه المنخفضات المتسلسلة حركة واحدة من الغرب إلى الشرق بحيث أن هذا النظام الضغطي يضم عدة مراكز ضغطية منفصلة وعدة جبهات هوائية (دافئة وباردة ومنطبقة).

وهي تختلف بذلك عن نظام المنخفض الجبهوي (المنفرد) الذي يضم مركز ضغطي واحد وجبهة دافئة وباردة ومنطبقة منفردات.

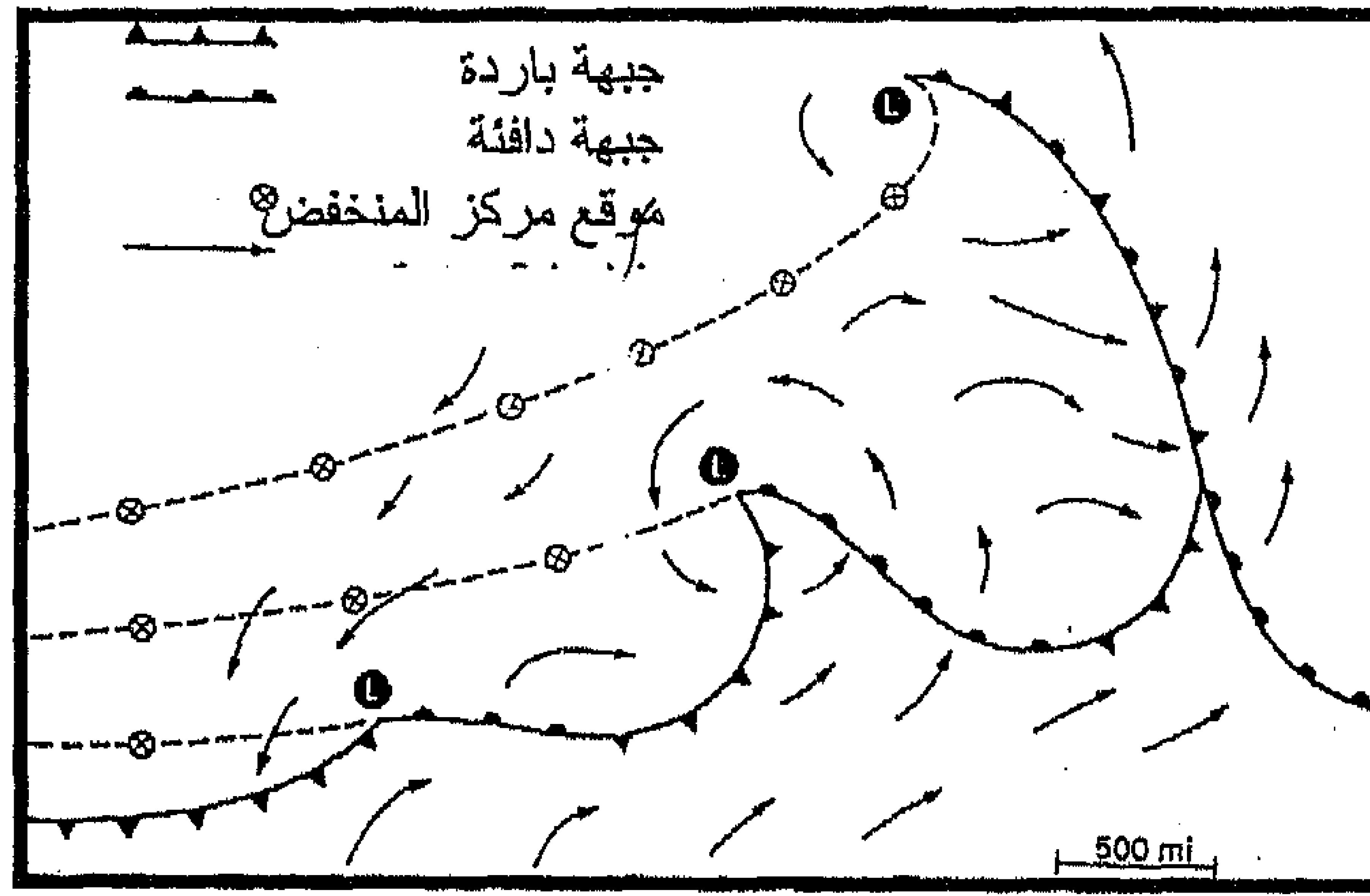
وبشكل عام يبلغ عدد المنخفضات الجبهوية ضمن كل سلسلة مابين 4-5 منخفضات1، وأحياناً تصل إلى منخفضين متصلين فقط.

تكون مقدمة سلسلة المنخفضات عبارة عن منخفض يكون عادةً مكوناً من جبهة متحدة ثم تتتابع باقي المنخفضات بحيث تكون الجبهة الباردة

[1]N.K. Horrocks, Physical Geography and Climatology, Third Edition, Printed in Hong Kong, 1981, p.214.

للمنخفض الاول متصلة بالجبهة الدافئة للمنخفض الثاني وهكذا[1]، الشكل (51). وتكون كل من الجبهة الدافئة في المنخفض الأول (في المقدمة) والجبهة الباردة في المنخفض الأخير (في المؤخرة) غير متصلتين بأي نظام جبهوي آخر. ومن حيث سرعة حركة هذه المنخفضات مجتمعة فقد وجد أن سرعتها تكون أقل من سرعة كل منخفض على حدة[2] مما ينعكس على طول فترة تأثير هذه المنخفضات مجتمعة على منطقة معينة مقارنةً بالمنخفض المنفرد.

ويكون اتجاه حركة سلسلة المنخفضات نحو الشمال الشرقي لأن إمتداد سلسلة المنخفضات يكون على شكل نطاق مائل يمتد من الشمال الشرقي إلى الجنوب الغربي[3] .



شكل (51)

يوضح عائلة من ثلاث منخفضات في مراحل تكوينية مختلفة .

المصدر :

John A. Day, The Science of Weather, Addison-wesley publishing company, London, 1966. p. 103

---

[1] محمد أحمد النطاح ، الارصاد الجوية، الجزء الاول، الدار الجماهيرية للنشر والتوزع والاعلان، مصراته، ليبيا، 1990، ص 312.

[2] Sverre Petterssen, Introduction to Meteorology, op. cit., p. 223.

[3] William Donn L., Meteorology, Fourth edition, McGraw-Hill Book Company, USA, 1975, p. 305.

أمّا بخصوص آلية نشوء سلسلة المنخفضات، فإن كل منخفض ضمن السلسلة يتكون من التقاء كتل مدارية وقطبية (حسب نظرية بيركنز J. Bjerknes)، إلا أن هناك مجموعة عوامل سطحية وعليا مسؤولة عن عملية الاتصال بين هذه المنخفضات وهي كالآتي:-

الظروف الجوية السطحية المسؤولة عن تكوين عوائل المنخفضات الجبهوية:-

تكون سرعة الجبهة الهوائية الباردة ضمن مركز المنخفض الجبهوي أكبر مقارنة بالطرف الآخر للجبهة الباردة البعيدة عن المركز وتحديداً عن الحدود الخارجية للمنخفض، ينتج عن قلة سرعة الطرف الثاني (البعيد عن المركز) من الجبهة الباردة أن تلتحق به الجبهة الدافئة من منخفض آخر يقع خلفه نحو الغرب ويكون للمنخفض الجديد المتكون جبهة دافئة وباردة واضحة جداً. وبعد أن يصل المنخفض الأول (الرئيسي) إلى مرحلة الامتلاء والنضج تقل سرعته بصورة أكبر مما يسمح بأن يلحق منخفض جبهوي ثالث بذيل الجبهة الباردة للمنخفض الثاني وهكذا ستتكون سلسلة مترابطة من منخفضات جبهوية كل منخفض جبهوي جديد متكون أصلاً على ذيل الجبهة الباردة من المنخفض الذي يقع أمامه1.

وعلى هذا الأساس فإن المنخفض الجبهوي الأول (الرئيسي) يكون ممتلئ (كامل التكوين) أو ناضج، أمّا المنخفض الثاني فيكون ممتلئ (ناضج) جزئياً، أمّا المنخفض الثالث أو الأخير في مؤخرة السلسلة فيكون على شكل منخفض جبهوي ابتدائي (أولي) التكوين2، أي ان المنخفض الاول الواقع في بداية السلسلة عندما يصل إلى مرحلة التلاشي فإن ذلك إيذان بنشوء منخفض آخر خلفه وهكذا.

---

[1] Charles Roberts W., Meteorology, op. cit., p. 58.

[2]Sverre Petterssen , Introduction to Meteorology, op, cit., p.223.

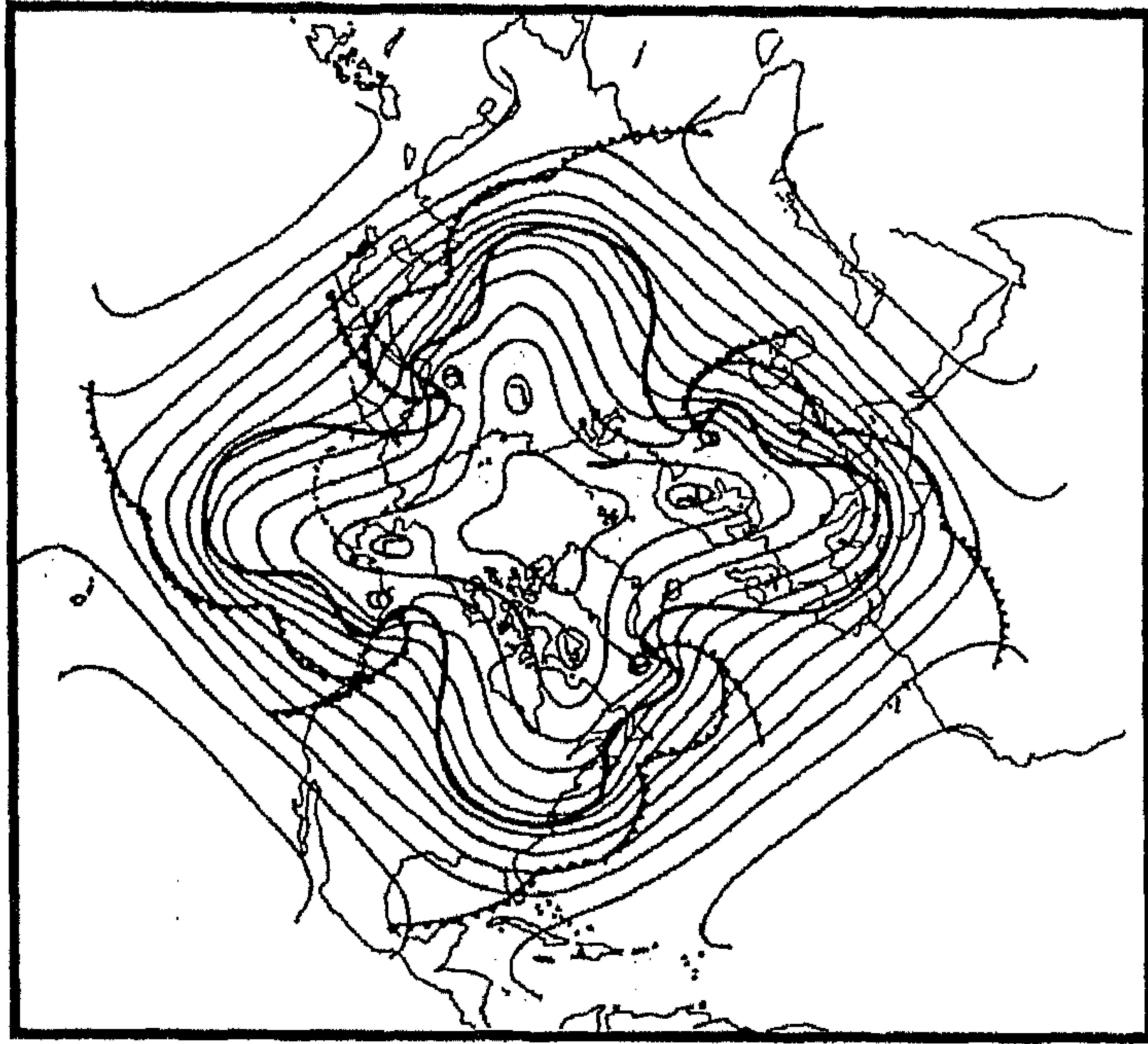
ولكي تتكون سلسلة أخرى من المنخفضات الجبهوية يجب أن تتوفر فرصة لتوغل كتلة هوائية قطبية نحو عروض سفلى، وتوغل كتلة هوائية مدارية نحو عروض عليا، لأن السلسلة بالأساس تمثل نطاقاً هائلاً يفصل بين كتل قطبية ومدارية متعددة. على عكس المنخفض المنفرد الذي يفصل بين كتلتين هوائيتين باردة ودافئة.

هذا فيما يتعلق بالظروف السطحية لتكوين سلسلة المنخفضات، أمّا الظروف العليا فهي كالآتي:

الظروف الجوية العليا ضمن المستوى الضغطي (500) ملليبار المسؤولة عن تكوين عوائل المنخفضات الجبهوية:

إن نشوء سلسلة المنخفضات الجبهوية ضمن المستويات السطحية من الغلاف الجوي مرتبط ارتباطاً مباشراً بطبقات الجو العليا، حيث اتضح أن مؤخرة سلسلة المنخفضات الواقعة إلى الغرب تترافق دائماً مع اخدود بارد ضمن المستوى الضغطي (500) ملليبار، في حين يترافق انبعاج دافئ دائماً مع مقدمة أو شرق هذه السلسلة[1]، خارطة (9).

[1]Sverre Petterssen, Introduction to Meteorology, op, cit, p.226.



خارطة (9)

يوضح اربع عوائل منخفضات ضمن مستوى سطح البحر تعلوها اربعة امواج طويلة ضمن المستوى الضغطي 500 ملليبار(في نصف الارض الشمالي).

المصدر :

Sverre Pettersson, Introduction to Meteorology, op. cit., p.226.

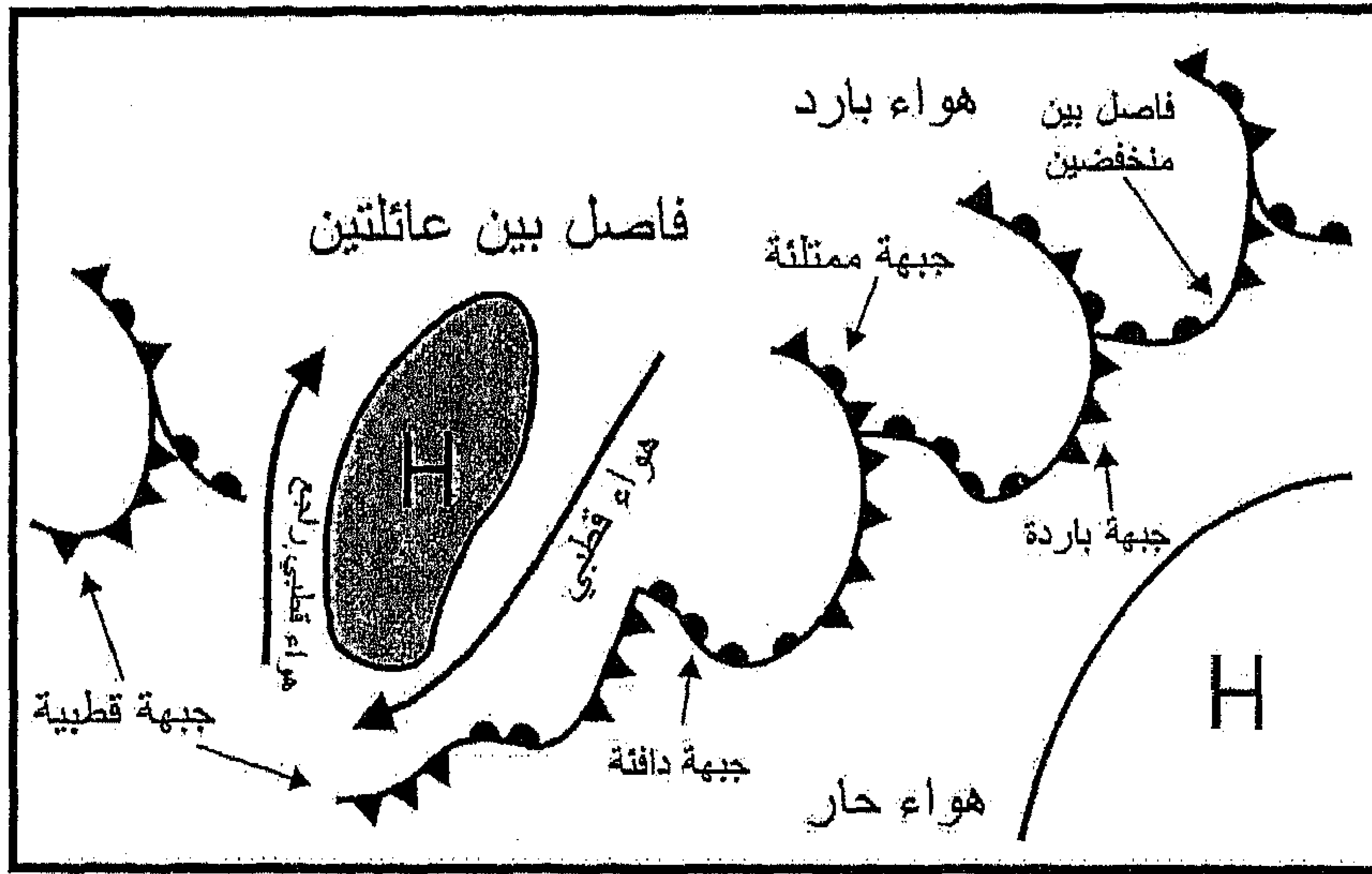
واتضح أيضاً أن لكل منخفض جبهوي ضمن السلسلة يوجد فوقه موجة عليا خاصة به1. وهذه الموجة هي التي تسمح بتوغل الكتل القطبية نحو العروض السفلى من خلال اخدود الموجة وتسمح بالمقابل بتوغل الكتل المدارية نحو عروض عليا من خلال انبعاج الموجة.

العوامل المسؤولة عن تحديد اعداد المنخفضات الجبهوية ضمن السلسلة:

عملية اتصال منخفضات جديدة بالسلسلة الواحدة يبقى محدودا لان الكتلة القطبية في مؤخرة المنخفض الجبهوي الأخير ضمن السلسلة تتوغل بقوة

[1] Ibid, p.227.

نحو العروض المدارية ومثل هذا الغزو للكتلة القطبية باتجاه الجنوب سيمنع من تكوين منخفضات إضافية ضمن السلسلة1 شكل (52) ليتحدد اعدادها ضمن السلسلة الواحدة مابين 2–5 منخفضات كأقصى وأقل حد.



شكل (52)

يوضح دور المرتفع الجوي (الكتلة الباردة) في فصل مؤخرة عوائل المنخفضات

المصدر: علي حسن موسى ، موسوعة الطقس والمناخ ، مصدر سابق ،ص 225.

ان السبب الرئيسي في توغل الهواء القطبي بصورة كبيرة في مؤخرة السلسلة وليس في مقدمتها، هو أن السلسلة تأخذ شكل نطاق مائل (شمالي شرقي–جنوبي غربي) فالطرف الشمالي الشرقي للسلسلة (مقدمة السلسلة) يكون مدفوعاً بالكتلة المدارية نحو الشمال لذلك لن يجد الهواء القطبي المجال أمامه للتوغل نحو الجنوب إلا في آخر السلسلة على الطرف الجنوبي الغربي، وكأن مقدمة السلسلة تكون خاضعة في حركتها للكتلة المدارية في حين تكون مؤخرة السلسلة خاضعة في حركتها للكتلة القطبية التي تعمل كفاصل يمنع تكون منخفضات إضافية ضمن السلسلة، وتزداد قدرة الهواء القطبي في التوغل نحو

[1] Ibid, p.223.

الجنوب بعد أن يزداد طول سلسلة المنخفضات، لأن بزيادة طول السلسلة يزداد انحدارها على شكل نطاق مائل يمتد من الشمال الشرقي إلى الجنوب الغربي وهذا الميلان هو الذي يعطي فرصة للكتلة القطبية في مؤخرة السلسلة بالتوغل أكثر نحو الجنوب مانعاً السلسلة من تكوين منخفضات إضافية.وتسمى عملية غزو الكتلة القطبية نحو الجنوب بعملية التفريغ القطبي1.

وبمجرد توقف عملية تكوين أو نشوء منخفضات إضافية في مؤخرة السلسلة ستدخل هذه السلسلة ضمن المرحلة الأخيرة لتكونها وتبدأ بالتلاشي بانتهاء أو نضج آخر منخفض جبهوي في طرف السلسلة الغربي.

ولظاهرة التفريغ القطبي او طرد نهاية العائلة هو على جانب كبير من الأهمية لأنه [2]:

1. يفسر تعاقب المرتفعات الجوية على منطقة ما، فبعد مدة 6 أو 7 ايام من الطقس الغائم الماطر (بسبب مرور عائلة) يتبع ذلك تماما تقريبا فاصل متفاوت من الطقس الصحو (يوم او يومين يتفق مع انسياح التفريغ الهابط).
2. يؤدي الى دفع العائلة التالية نحو درجة عرض اكثر ارتفاعا.
3. يحقق تبادلا هاما طولانيا بين كتل الهواء.
4. ان حوادث التفريغ القطبي يشكل امتدادا من الضغوط العالية يقوي المرتفع الازوري (المرتفع شبه المداري) ويكون كاستطالة له نحو الشمال، وان مرور عائلة المنخفضات الجبهوية هو الذي يغذي حزام الضغوط العالية شبه المدارية، فالهواء القطبي البارد يصبح قطبيا متسخنا (او قطبيا عائدا) عندما يصل الى العروض شبه المدارية، فهذا الهواء القطبي يختلط

[1] علي حسن موسى، موسوعة الطقس والمناخ، الطبعة الأولى، نور للطباعة والنشر والتوزيع، سوريا، 2006، ص 224.

[2] عبد الرحمن حميدة، علم المناخ، مصدر سابق، ص 242-243.

بالهواء المداري ويشكل كتلة غير متجانسة يطلق عليها الهواء المداري البحري غير المستقر.

وهكذا يمكن تفسير شدة امتداد المرتفع الازوري نحو الشمال دون ان يكون من الضروري ان نلجأ لتفسيره دائما بتأرجح مواز لحركة الشمس الظاهرة.

مسارات والطقس المصاحب لعوائل المنخفضات الجبهوية:

بعد أن تتكون مجموعة (سلسلة) من المنخفضات الجبهوية المتصلة يبدأ الهواء البارد (الكتلة القطبية) في مؤخرة كل منخفض جبهوي بالتكور وزيادة انحنائها مما ينعكس على تقوس الجبهة الباردة لكل نظام دافعاً هذه المنخفضات بعيداً نحو الشمال الشرقي من أماكن نشأتها في الجنوب، لذلك نجد ان مسار كل منخفض جديد يبدأ في دوائر عرض منخفضة مقارنة بالمنخفض الأصلي (الأولي)1، وتسلك هذه المنخفضات المتسلسلة مسارات عديدة، حيث تؤثر على المحيطات وعلى أمريكا الشمالية وتمتاز سلسلة المنخفضات المتكونة فوق أوراسيا (Eurasia) بأنها أقل إنتظاماً2 من المخفضات المتكونه على المحيطات بسبب كثرة التضاريس التي تشوش على السلسلة.

وتكون عوائل المنخفضات الجبهوية الواصلة إلى السواحل الغربية لقارة أمريكا الشمالية كاملة النضج والتكوين لكل منخفض قادم من المحيط الهادي، وبعض هذه العوائل (السلاسل) من المنخفضات تبقى على سطح المحيط وأحياناً تتحرك باتجاه الشمال الشرقي لتندمج مع كل من المنخفض الألوشي (على المحيط الهادي) والأيسلندي (على المحيط الأطلسي)3.

---

[1] Charles Roberts W., Meteorology, op. cit., p.58.

[2] Ibid, p.224.

[3] Morris Neiburger, , James G., Edinger, William D. Bonner, Understanding our Atmospheric Environment, W.H. Freeman and Company, San Francisco, USA, p.188.

وعلى الجزر البريطانية تساهم هذه المنخفضات في تكوين فترة من الطقس المضطرب، بالمقابل يساهم المرتفع الجوي (المتكون من الكتلة المدارية) الواقع بين هذه المنخفضات في إعطاء طقس حسن لفترة وجيزة أيضا[1]، ثم ليتحول الطقس إلى الاضطراب مرة أخرى بقدوم المنخفض الآخر ضمن السلسلة، وايضاً نستطيع أن نفسر سبب سيطرة طقس غائم ماطر مضطرب لفترة تزيد على أسبوع[2] على منطقة واسعة من خلال تأثير عوائل المنخفضات عليها.

المنخفض الحراري (Thermal (Heat) Low):

هي أيضا منخفضات شبه ثابتة غير جبهوية (Non-Frontal Low Pressure) تتكون نتيجة لتسخين الهواء صيفا على القارات وشتاءا على البحار والمحيطات، و بسبب شدة التسخين على اليابسة فأن المنخفضات الحرارية المتكونة على اليابسة تكون اعمق من المنخفضات الحرارية المتكونة على البحار والمحيطات، ومن خصائصها انها تبقى ثابته على السطح الدافيء وتتميز بدورانية ضعيفة وتكون واسعة الانتشار[3]. ويتألف المنخفض الحراري من كتلة هوائية دافئة وتتكون في المناطق الاستوائية والمدارية على حد سواء وينعدم تكونها في العروض الباردة والقطبية.

ويعد المنخفض الحراري من اوسع انواع المنخفضات من حيث الامتداد، ويتميز بحركة رياح معاكسة لحركة عقارب الساعة في نصف الارض الشمالي ومع حركة عقارب الساعة في نصف الارض الجنوبي. شكل (53) شكل (54).

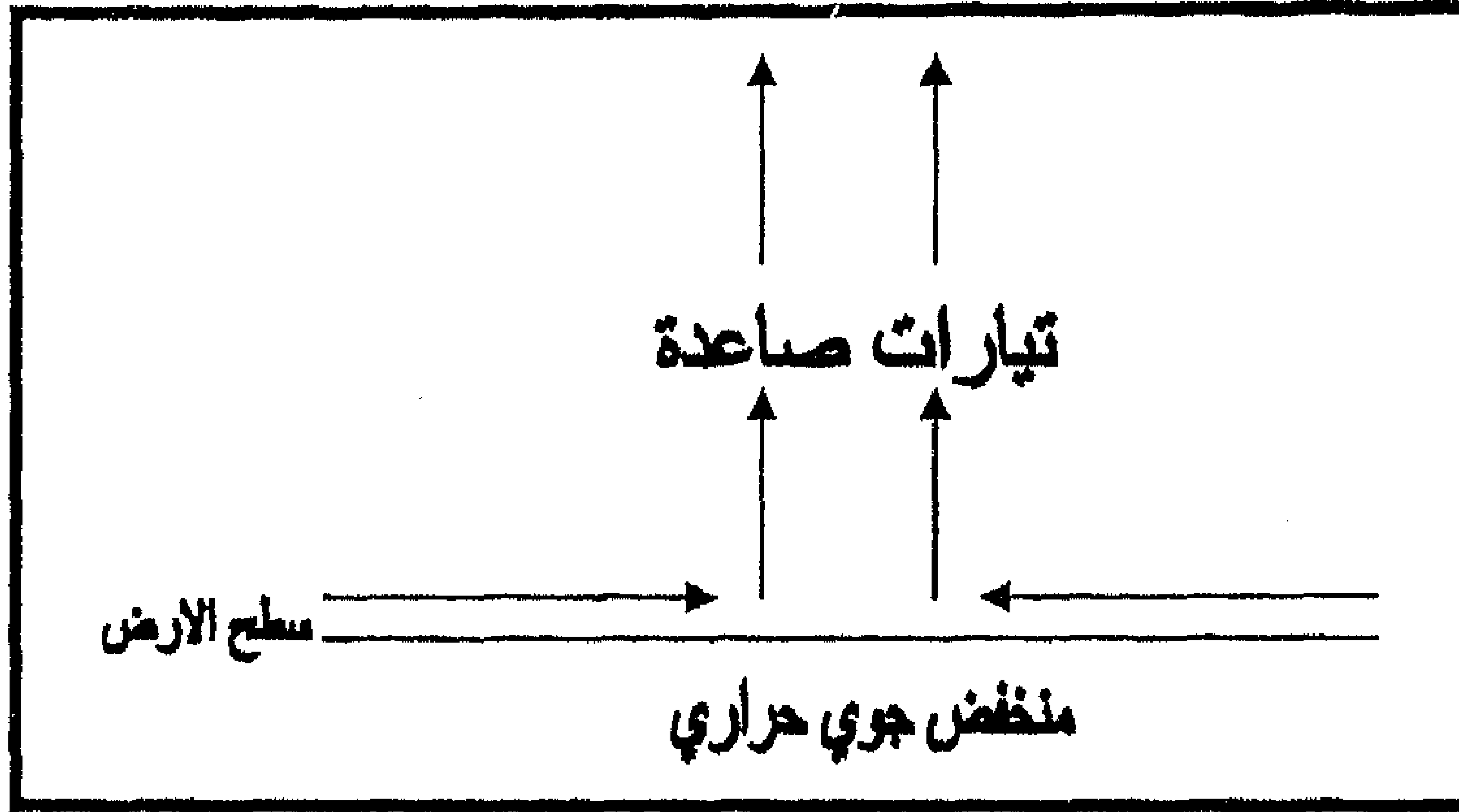
---

[1] Charles Roberts W, Meteorology, op. cit., p.58

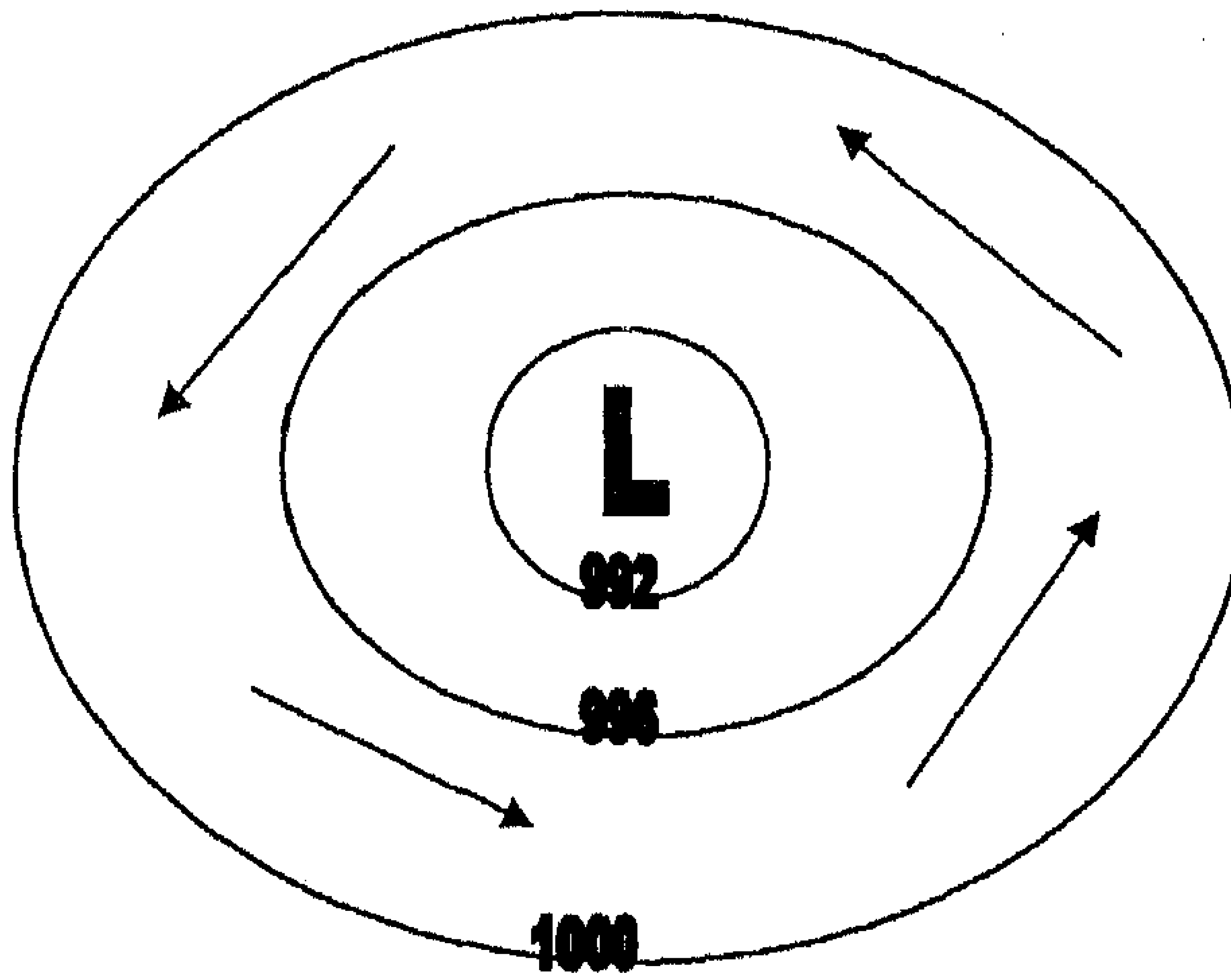
[2] علي حسن موسى، موسوعة الطقس والمناخ، مصدر سابق، ص 321.

[3] Glossary of Meteorology, publishing by American Meteorological Society, second edition, 2000.

وتظهر هذه المنخفضات الحرارية في كل من شبه القارة الهندية، اريزونـا، هضبة المكسيك، شمال غرب الارجنتين، جنوب غرب اسبانيا، استراليا، شمـال أفريقيا.



شكل (53)
مقطع جاني للمنخفض الحراري.



شكل (54)
مقطع رأسي للمنخفض الحراري.

وتقسم المنخفضات الحرارية من حيث مدة بقائها الى قسمين:

1. **منخفضات حرارية دائمية:**

وتتمثل في المنخفض الاستوائي (Equatorial Low) الذي يتكون على شكل حزام يحيط بخط الاستواء ويعتبر الحد الجنوبي لخلية هادلي في نصف الارض الشمالي والحد الشمالي لخلية هادلي في نصف الارض الجنوبي. وهذا المنخفض الدائمي يحده من الشمال والجنوب خلايا المرتفع شبه المداري التي تحد من حركته وتمنع من توسعه بصورة كبيرة نحو شمال وجنوب خط الاستواء وخاصة على البحار.

ويكون الهواء في مركز المنخفض الاستوائي هادئا كمناطق الضغوط العالية شبه المدارية ومن هنا اتى التعبير الانكليزي دولدروم (Doldrums) لوصف هذه المنطقة اذ ان السفن الشراعية كانت تبقى فيها اسابيع دون حركة حتى يستحوذ اليأس على بحارتها [1].

والمنخفض الاستوائي يكون عميقا على الاراضي الاستوائية مقارنة بالمياه الاستوائية بسبب الحرارة النوعية العالية لليابسة ولهذا السبب نلاحظ ان امتداد المنخفض الاستوائي نحو دوائر عرض مرتفعة يكون اكبر على اليابسة في حين تتحدد حركته على البحار، كما ان قوة خلايا المرتفع شبه المداري على المحيطات تعيق تقدمه شمالا مقارنة باليابسة.

ويسمى المنخفض الاستوائي بحزام التجمع المداري (ITCZ-Intertropical Convergence Zone) حيث تلتقي فيه الرياح التجارية (الشرقيات) لكلا نصفي الارض.

وتختلف درجات حرارة المنخفض الاستوائي ما بين نصفيه الشمالي والجنوبي بحسب فصول السنه، فعندما تكون أشعة الشمس عمودية على مدار السرطان في فصل الصيف الشمالي فأن القسم الشمالي من المنخفض الاستوائي

---

[1] عبد الرحمن حميدة، علم المناخ، مصدر سابق، ص99.

يكون أكثر حرارة من النصف الجنوبي للمنخفض، وهذه الحالة تتكرر ايضا عندما تكون الشمس عمودية على خط الاستواء لأن نصف الارض الشمالي يكون ادفىء بسبب اتساع مساحة اليابسة.

ولكن عندما تتحرك الشمس ظاهريا نحو مدار الجدي فأن القسم الجنوبي من المنخفض الاستوائي يكون أكثر حرارة من النصف الشمالي للمنخفض. وهذا يعني ان القسم الشمالي يتعرض للحرارة بصورة اكبر خلال مدتين (عندما تكون الشمس عمودية على خط الاستواء وعلى مدار السرطان) .

لذلك فأن الرياح التجارية (الشرقيات) في نصف الارض الشمالي تكون أكثر حرارة لمدة طويلة من السنة مقارنته بالرياح التجارية (الشرقيات) التي تكون اكثر حرارة فقط خلال مدة محدودة من السنة.

وهذا ما يفسر قوة الاعاصير المدارية المتكونة على اطراف المنخفض الاستوائي الحراري في نصف الارض الشمالي مقارنة بنصف الارض الجنوبي.

وبسبب انعدام او قلة الفروق الحرارية داخل الاقليم الاستوائي فأن المنخفض الاستوائي يتميز بانحدار ضغطي ضعيف وينجم عن هذه الظاهرة ان حركة الهواء بين جهات الاقليم الاستوائي بعضها وبعض تكون بطيئة للغاية [1] .

ويقل انحدار الضغط الجوي في المنخفض الاستوائي بالتدريج كلما اتجهنا نحو مركزه وعندما نبلغ المركز لا يكون له انحدار ما وهنا يكف الهواء عن الحركة ويسود السكون وهذا ما يعبر عنه بمنطقة السكون الاستوائي او الركود الاستوائي ولا يكون للهواء منفذ في هذه المنطقة الا الصعود الى طبقات الجو العليا [2].

---

[1] أوستن ملر، علم المناخ، مصدر سابق ص110.

[2] المصدر نفسه، ص110.

2. منخفضات حرارية موسمية:

تتكون هذه المنخفضات صيفا على اليابسة بسبب ارتفاع درجات الحرارة وتتكون شتاءا على البحار والمحيطات بسبب دفئها مقارنة باليابسة الباردة.

والمنخفضات الموسمية ما هـي الا تزحـزح للمـنخفض الاستوائي نحـو العروض المدارية، اذ ان حركة الشمس الظاهرية خلال العام تسحب معها انطقة الضغط الى الشمال عندما تتحـرك الشـمس ظاهريـا الى الشـمال، والى الجنـوب عندما تتحرك الشمس ظاهريا الى الجنوب [1]. فنتيجة لأنعـدام اليابسـة في بعـض المناطق على امتداد خط الاستواء او نتيجة لصغر مساحة اليابسة فـأن المـنخفض الاستوائي يعمل على تكوين مراكز فصلية (خلال فصل الصـيف) في العـروض المدارية التي تكون ادفىء من البحار الاستوائية لكونها اراضي يابسة.

ومن امثلة هذه المنخفضات الحرارية المـنخفض المـوسمي الهنـدي الـذي يمثل امتداد للمنخفض الاستوائي فوق آسيا شمال خط الاستواء وتصـل اقصـى ازاحة له الى الشمال حيث يظهر بين دائرتي عرض (°20-°40) شمالا [2]، ومن الامثلة الاخرى المنخفض السوداني الذي يمثل امتداد للضـغط الاسـتوائي فـوق قارة افريقيا.

3-منخفضات حرارية يومية:

تنشأ هذه المنخفضات في المنـاطق المختلفـة مـابين الليـل والنهـار، وهـي مسؤولة عن ظاهرة نسيم البر والبحر ونسيم الجبل والوادي ونسيم المدينة. (وقد تمت مناقشة هذه المنخفضات بشكل مستفيض في الفصل الثاني).

---

[1] قصي عبد المجيد السامرائي ، مبادئ الطقس والمناخ، دار اليازوري العلمية للنشر والتوزيع، عمان-الأردن، 2008، ص160.

[2] المصدر نفسه، ص165.

الية تكون المنخفض الحراري:

في المناطق الاستوائية والمناطق المدارية نتيجة لأرتفاع درجات الحرارة فان الهواء فأنه يبدأ بالتمدد ويزداد حجمه وتقل كثافته ويخف وزنه ويبدأ بالارتفاع نتيجة لتكون ضغط منخفض على السطح وتتكون حالة عدم استقرار جوي، تتمثل في وجود تطبق معاكس للهواء – أي وجود الهواء الاقل كثافة في الاسفل – وهذا ما يترتب عليه ان الهواء الاعلى الاكثر كثافة سيحاول الهبوط بفعل ثقالته نحو السطح وسيتحرك الهواء الدافيء القريب من السطح نحو الاعلى بغية استعادة التوازن وتحقيق الاستقرار الجوي وتستمر عملية الصعود الحراري للهواء – التي يقابلها عملية هبوط – حتى يتحقق التعادل ويستقر الجو وبهذه الطريقة تنشأ تيارات الهواء الحملانية (الرأسية) بفعل التسخين الشديد لسطح الارض ويستمر الهواء بالصعود نحو الاعلى ما دامت درجة حرارته أكبر من درجة الوسط المحيط به فأذا وصل الى مستو تعادلت درجة حرارته مع درجة حرارة الوسط المحيط به فسيتوقف عندئذ عن الارتفاع [1].

وبسبب دوران الارض حول نفسه فأن الرياح تصل الى مركز المنخفض بشكل منحرف بحيث ان الاسهم التي تمثل اتجاهات الرياح على الخارطة الطقسية تعمل على تكوين زاوية قدرها ما بين (20°–40°) درجة مع خطوط الضغط المتساوي [2].

شكل وحجم المنخفض الجوي:

المتتبع للمنخفضات الجوية على الخرائط الطقسية يلاحظ الاشكال العديدة التي تتشكل فيها المنخفضات الجوية، فبعض المنخفضات الحرارية يكون دائري الشكل والبعض الاخر يتميز باخدود عريض ممتد نحو الشمال مع محور

---

[1] علي حسن موسى، العواصف والاعاصير، مصدر سابق، ص27-28.

[2] Glenn.T. Trewartha, An Introduction to climate, op. cit., p. 181.

(Axis) باتجاه شمالي شرقي – جنوبي غربي، والبعض الاخر يكـون متطـاول بشكل كبير بحيث يأخذ شكل الانبعاج [1].

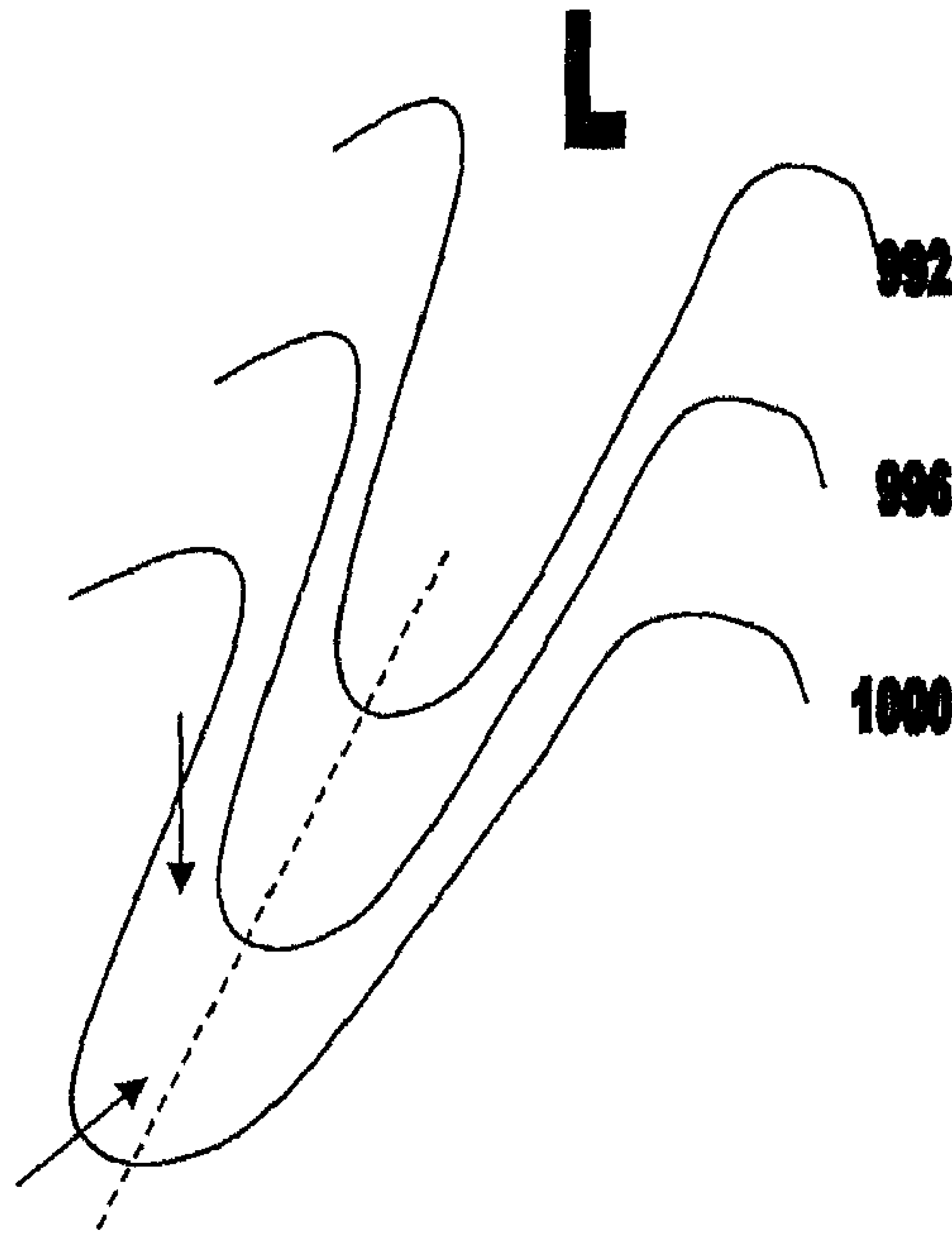
تختلف المنخفضات الجوية في احجامها بشكل كـبير جـدا، وبشـكل عـام كلما كان عمرالمنخفض الجوي طويلا كلما كان اكبر حجما والعكـس صـحيح، فمثلا يمتد المنخفض المـوسمي الهنـدي ليغطـي القسـم الجنـوبي مـن قـارة آسـيا والقسم الشمالي الشرقي من افريقيا والقسم الجنوبي الشرقي من آوربا. واحيانـا يصل امتـدادات المـنخفض الى حـوالي (1000000 ميـل مربـع) (2589990 كم^2).

اخدود المنخفض الجوي الحراري:

الاخدود الجوي هو امتداد ضـغطي خـارج مـن المـنخفض الجـوي نحـو الاطراف، وهو يمثل محاولة للمنخفض الجوي للتوسع بعيدا عن مركزه، وتتكون هذه الحالة عندما توجد منظومات ضغطية ضعيفة مجاورة مما يسمح للمـنخفض الجوي بالاستطالة.

ويتحول اتجاه الريح عند الاخاديد بصورة كبيرة اذا تتحول الرياح علـى خط محور الاخدود من شمالية غربية الى جنوبية شرقية، الشكل (55). هـذا اذا كان الاخدود متجها نحو الجنوب أما اذا اتجه نحـو الشـمال فالريـاح تتحـول مـن شمالية شرقية الى شمالية غربية

[1] Ibid, p.180.



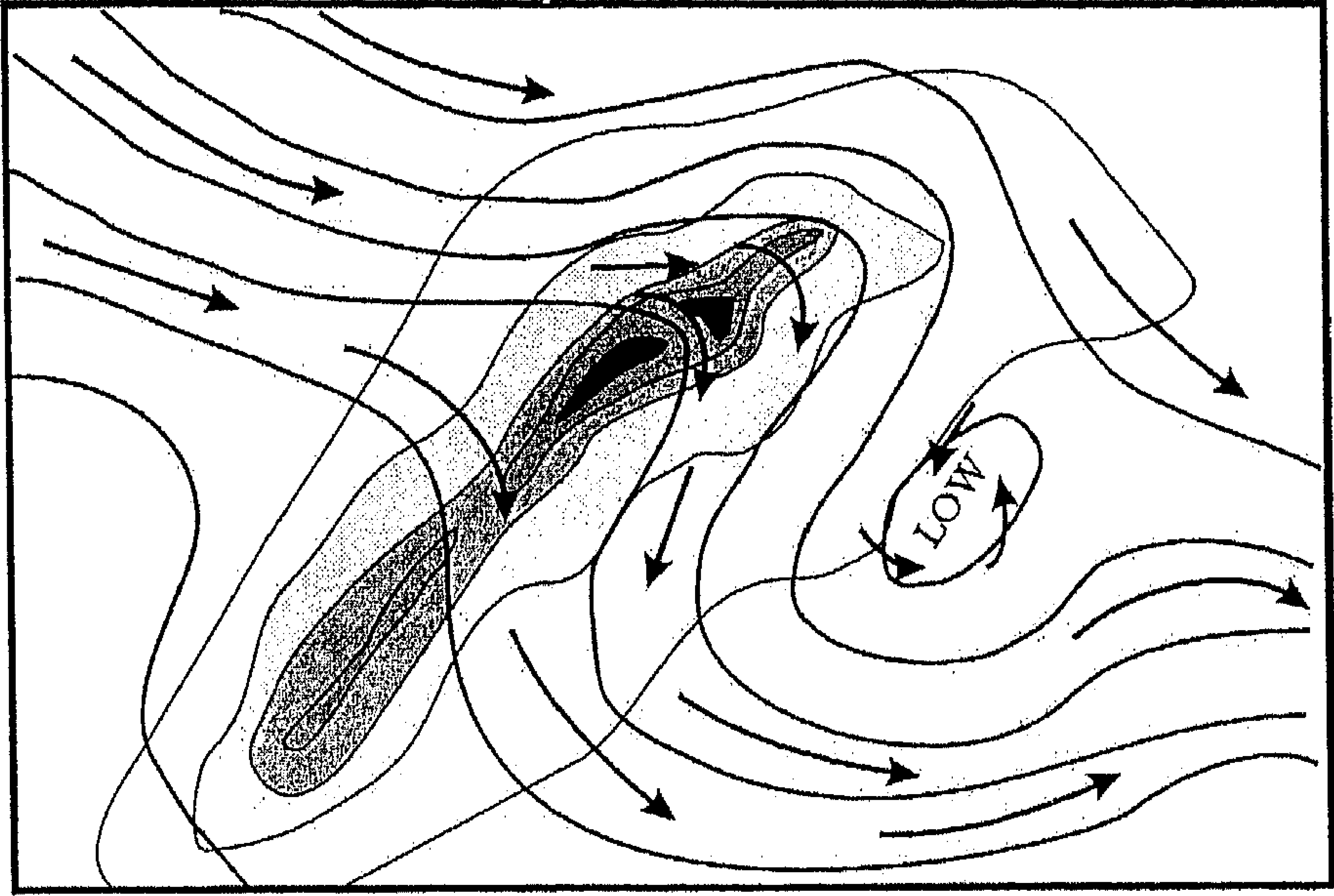
شكل (55)
تغير اتجاه الرياح على طول اخدود المنخفض الحراري
المصدر: المؤلف

المنخفضات التضاريسية (Orographic (Lee) Depression):

تنشأ المنخفضات التضاريسية عندما تواجه الرياح الهابة سلسلة جبلية ذات انحدار شديد، وبدلا من ان تتسلق الرياح السلسلة الجبلية ستحاول من الالتفات حول نهاية السلسة الجبلية (لأن ذلك اسهل لها من تسلق المنحدرالجبلي)، هذه العملية يمكن ان تؤدي الى حدوث نقص في الهواء على السفح الخلفي (Lee Side) من السلسلة الجبلية مما يؤدي الى ظهور منخفض جوي في خلف السلسلة الجبلية [1]، الشكل (56).

---

[1] Oxford Aviation Training, Joint Aviation Authorities Airline Transport Pilot's Licence Theoretical Manual, op. cit., P.22-1.



شكل (56)

منخفض تضاريسي

المصدر:

Oxford Aviation Training, Joint Aviation Authorities Airline Transport Pilot's Licence Theoretical Manual, op. cit., P.22-1.

الفروق الحرارية ضمن اقسام المنخفض الجوي:

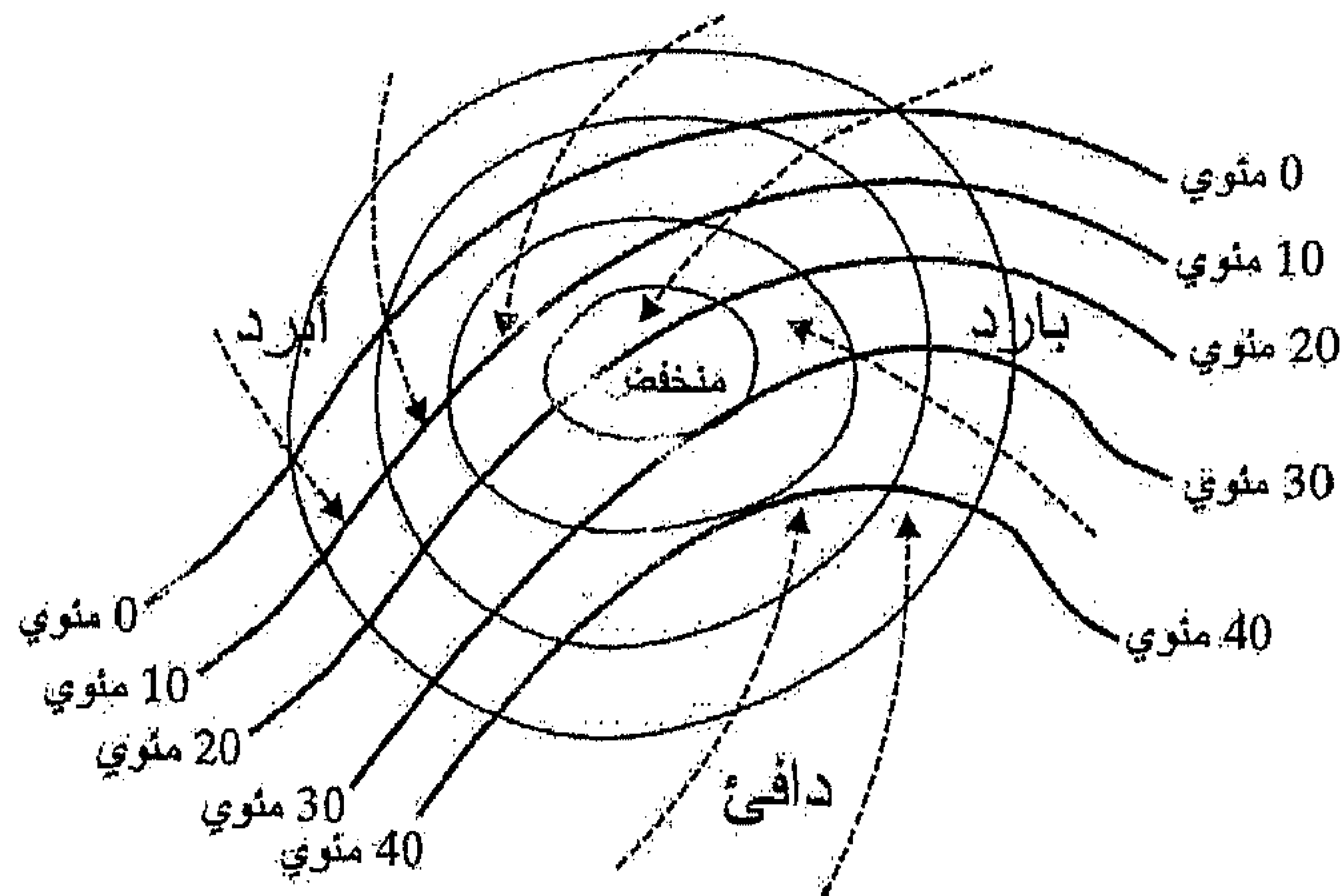
تختلف درجات الحرارة داخل المنخفض الجوي ضمن اقسامه المختلفة بسبب موقع المنخفض من دوائر العرض المختلفة فبشكل عام يكون القسم الشمالي من المنخفض الجوي (في نصف الارض الشمالي) ابرد من القسم الجنوبي بسبب مواجهة القسم الشمالي للعروض العليا الباردة ومواجهة القسم الجنوبي للعروض الدنيا الحارة.

لذلك فأن القسم الجنوبي والجنوبي الشرقي من المنخفض والذي يتمثل في الكتلة الهوائية المدارية يتميز بكونه ادفئ بكثير من القسم الشمالي والغربي الذي يتاثر بهواء ابرد قادم من عروض عليا، وهذه الفروق الحرارية داخل المنخفض

الجوي هي المسؤولة عن امتداد خطوط الحرارة المتساوية (Isotherms) في المنخفض الجوي من الاتجاه الشمالي-الشمالي الشرقي الى الاتجاه الجنوبي – الجنوبي الغربي بدلا من الاتجاه الشرقي-الغربي الشكل (57).

اذا تعمل الرياح الجنوبية للكتلة الهوائية المدارية في مقدمة المنخفض الجوي على دفع خطوط الحرارة المتساوية باتجاه القطب الشمالي ومن جانب آخر تعمل الرياح الشمالية الغربية للكتلة الهوائية القطبية في مؤخرة المنخفض الجوي على دفع خطوط الحرارة المتساوية باتجاه العروض الدنيا[1].

اما في نصف الارض الجنوبي فان درجات الحرارة ضمن اقسام المنخفض الجوي تكون معاكسة لنصف الارض الشمالي، اذ يكون القسم الشمالي من المنخفض الجوي ادفئ من القسم الجنوبي بسبب مواجهة القسم الشمالي لخط الاستواء ومواجهة القسم الجنوبي للقطب الجنوبي.



شكل (57)

انماط خطوط الحرارة المتساوية داخل المنخفض الجوي خلال فصل الشتاء (نصف الارض الشمالي).

المصدر:

Glenn.T. Trewartha, An Introduction to climate, op. cit., p. 199.

---

[1] : Glenn.T. Trewartha, An Introduction to climate, op. cit., p. 199.

المنخفض شبه المداري (Subtropical Cyclone):

المنخفض شبه المداري عبارة عن منخفض جوي مميز يحمل صفات كل من المنخفضات الجبهوي المتكونة في العروض فوق المدارية (Extra Tropical cyclone) وصفات الاعاصير المدارية. وهي تعتبر منخفضات هجينة (Hybrid Cyclone) مابين المنخفضات الجبهوية وبين الاعاصير المدارية لذلك فمن الصعوبة تحديد خصائص فيزيائية ثابته لها [1].

ولا تزال المعلومات حول هذه المنخفضات غير كاملة بسبب تكرارتها القليلة مقارنته بالانواع الاخرى من المنخفضات الجوية (الجبهوية والمدارية). واطلقت العديد من التسميات على المنخفضات شبه المدارية مثل اعصار كونا (Kona Storm) وهذا الاسم يستخدم في جزر هاواي والذي يعني (leeward) أي الجهة التي تهب منها الرياح والذي يستعمل لوصف الحالة الجوية المتمثلة في هبوب رياح جنوبية محل الرياح الشرقية (الدائمية) مع هبوب العواصف المطرية.

ويسمى المنخفض شبه المداري ايضا بالمنخفض القطبي (Polar cyclone) او الهريكين القطبي (Arctic Hurricane) واطلق العالم (Bergeron) اسم الهريكن شبه المداري (Subtropical Hurricane) على هذا النوع من المنخفضات بسبب تكونها من منخفض جبهوي ممتلئ متحرك فوق مياه دافئة نسبيا بالاظافة الى الشكل الحلزوني للغيوم ذات الصفات الحملية والتي تنمو ابتداءا من الجزء المركزي للمنخفض [2].

معظم المنخفضات شبه المدارية تتميز بنطاق من الامطار والرياح الشديدة الذي يمتد لمسافة 420 كم من مراكزها وبخلاف الاعاصير المدارية فأن

---

[1] Steven H. Schneider, Encyclopedia of Climate and Weather, op.cit, P.231.

[2] Steven Businger, Jong-Jin Bank, An Arctic Hurricane Over The Bering Sea, Monthly Weather Review, American Meteorology Society, September, Volume 119, 1991, P.2293.

المنخفضات شبه المدارية تتميز بمراكز واسعة جدا تصل الى اكثر من 140 كم وضمن هذا الامتداد الواسع فأن التساقط يكون خفيفا والانحدار الضغطي يكون ضعيفا ايضا [1]، كما انها تسبب فيضانات واسعة الانتشار [2].

وبما ان المنخفض شبه المداري يتطور بالأصل من المنخفضات الجبهوية وهي في مراحلها الأخيرة (مرحلة الامتلاء) لذلك تكون درجة حرارتها ابرد من الأعاصير المدارية كما ان درجة حرارة سطح البحر المطلوبة لتكون هذه المنخفضات يجب ان تزيد بـ (3 درجات مئوية) عن درجة حرارة سطح البحر المطلوبة لتكون الإعصار المداري ووجد ان درجة حرارة سطح البحر 23 درجة مئوية ملائمة لتكون المنخفضات شبه المدارية [3].

تاريخ دراسة المنخفض شبه المداري:

تعود الاكتشافات الاولى للمنخفضات شبه المدارية الى عام 1921م حيث تم وصف هذا المنخفض من قبل (Daingerfield) اثناء تأثيره على جزر هاواي [4]. ومن الدراسات الاولى لهذا الموضوع ايضا ما قدمه (C. H. Pierce's) بعنوان هريكن نيو انكلند (New England Hurricane) في عام 1938م والذي نشر في مجلة الاستعراض الشهري للطقس (Monthly Weather Review) لاحقا نشر الباحث (Simpson) في عام 1952 بحثا موسعا حول المنخفض شبه المداري الذي يؤثر بصورة كبيرة على مناخ جزر هاوي والذي يطلق عليه السكان المحليون اسم اعصار كونا (Kona Storm)

[1] Steven H. Schneider, Encyclopedia of Climate and Weather, op. cit., P.231.
[2] C. S. Ramage, The Subtropical Cyclone, Journal Of Geophysical Research, Vol 67, No. 4, April 1962, P.1401.
[3] Http://En.Wikipedia.Org/Wiki/Subtropical_Cyclone.

[4] R. H. Simpson: Evolution Of The Kona Storm: A Subtropical Cyclone. Journal Of Meteorology, 1952, Vol. 9, P.24.

حيث درس تكرارات وتركيب هذا المنخفض واستطاع من تحديد نوعين رئيسيين يختلفان في طريقة النشوء وعد هذه البحث من البحوث المهمة التي كشفت تفاصيل مهمة عن المنخفض شبه المداري [1].

ولاحظ هايبرت (Paul Hebert) في ستينات القرن العشرين منخفض جوي يحمل صفات كل من الاعاصير المدارية والمنخفضات الجبهوية والتي تستلم طاقتها من التباين الحراري للكتل الهوائية ومن عمليات الحمل الحرارية ووجد ان هذه المنخفضات لا تتكون في العروض المدارية ولكنها تتكون ضمن نطاق الجبهة القطبية او تحت الاخاديد او منخفضات القطع ضمن المستوى الضغطي 500 ملليبار وقام بنشر هذه المعلومات في مجلة الطقس البحرية في عام 1973 [2].

اسباب تكون المنخفض شبه المداري:

ظهرت عدة تفسيرات لنشوء المنخفض شبه المداري وجميعا تؤكد على اهمية وجود المسطح المائي لتكون هذا المنخفض فهذه المنخفضات لا تتطور على اليابسة لأن نطاقات الغيوم فيها ذات الشكل الحلزوني تتطلب كميات وفيرة من بخار الماء لتتكون بهذا الشكل.

واول تفسير لتطور المنخفض شبه المداري هو ان هذه المنخفضات تتكون عندما يتحرك هواء بارد (كتلة قطبية) فوق سطح بحري دافيء مما يؤدي الى عدم استقرار الطبقات السفلى من الكتلة القطبية والتي تمثل النواة لنشوء المنخفض شبه المداري.

وطبعا فأن هذا التفسير غير كافي لتكون مثل هكذا منخفضات، فأذا كان هذا هو السبب فلماذا لا تتكون هذه المنخفضات كلما انتقل الهواء القطبي فوق المياه الدافئة. لذلك ادت الدراسات المستفيضة لهذه المنخفضات الى ظهور عدة

[1] Ibid, p.24-35.
[2] http://www.stormtrack.org/forum/archive/index.php/t-18139.html.

تفسيرات لتكون المنخفضات شبه المدارية ومن هذه التفسيرات ما قدمه الباحث (R. H. Simpson) [1] الذي اكتشف ان هناك اليتان لتكون المنخفض شبه المداري، الالية الاولى تحدث عندما تتعرض المنخفضات الجبهوية الى مرحلة التلاشي فعند ذلك ينشيء المخفض شبه المداري على بقايا المنخفض المتلاشي واطلق عليها اسم آلية المنخفض الممتلئ وهذا الآلية مسئولة عن تكوين الغالبية العظمى من المنخفضات شبه المدارية، اما الآلية الثانية لنشوء المنخفض شبه المداري فانها تحدث بصورة مختلفة أي ان المنخفض يتكون بصورة مستقلة بحيث انه لا ينشأ على بقايا منخفض من نوع اخر وانما ينشا بتاثير طبقات الجو العليا وأطلق عليها اسم منطقة نشوء المنخفضات . وهي كالاتي:

1. المنخفض الممتلئ (Occluded–Cyclone):

ذكر أن المنخفض شبه المداري يتكون من خلال المراحل الاخيرة للمنخفض الجوي الممتلئ، فخلال فصل الشتاء وعندما يسود مؤشر الدورة الواطئ فأن المرتفعات الجوية المرتحلة (Migratory Anticyclone) يمكن ان تتحرك بسرعة نحو الجنوب الشرقي قادمة من الاراضي الاسيوية نحو المناطق المدارية والتي تعمل على تكوين جبهات هوائية باردة.

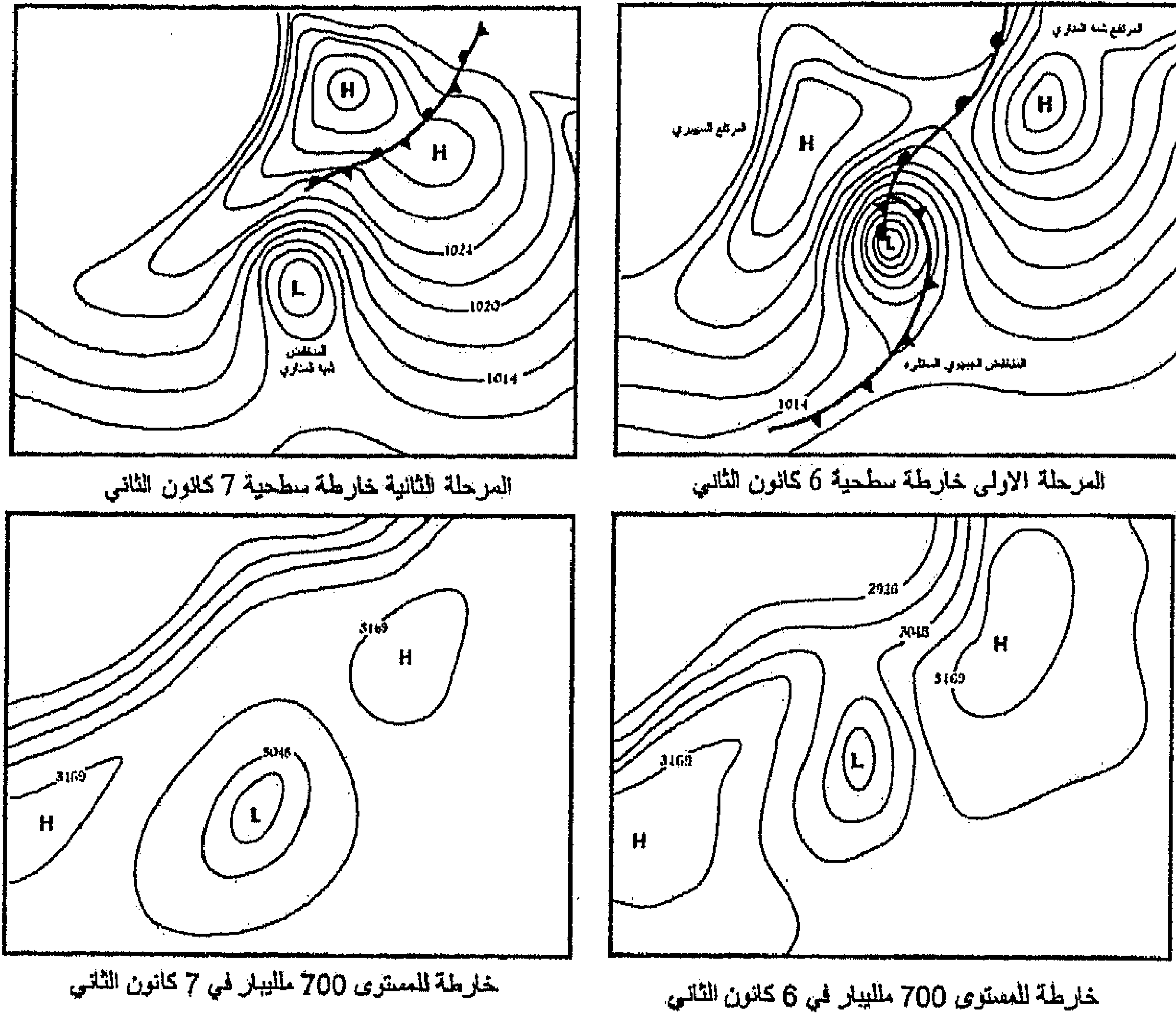
وتحدث هذه الحالة عندما يتقدم مرتفع جوي بارد قادم من شمال آسيا (المرتفع السيبيري) والمؤلف من كتلة هوائية قطبية باتجاه الجزء الشرقي من المحيط الهادي فانه سيلتقي مع المرتفعات شبه الدائمية (Semi-permanent Anticyclone) مثل المرتفع شبه المداري (مرتفع هاواي) والتي تحمل كتلة هوائية مدارية نحو الشمال، وضمن نطاق الالتقاء بين المرتفعين الجويين تتكون جبهة هوائية والتي يمكن ان تصل الى دائرة عرض 15° شمالا والتي سرعان ما تتحول الى جبهة هوائية غير مستقرة ثم تتطور الى جبهة هوائية ممتلئة، وخلال تقدم المرتفع السيبيري نحو الشرق بصورة كبيرة فانه سيندمج مع المرتفع شبه

---

[1] R. H. Simpson: Evolution of the Kona Storm: A Subtropical Cyclone, op. cit., p.25-26.

المداري وهذه الحالة ستعمل على تعويق (Trap) المنخفض الممتلىء ويقطع عنه مصدر الهواء البارد، الا ان الهواء المداري البحري القادم من المرتفع شبه المداري سيستمر في الدوران بصورة كاملة حول المنخفض الممتلىء مما يؤدي الى تلاشي الجبهة الممتلئة (Frontolysis) ثم يتطور المنخفض بشكل دائري، وهذا يعني انه عند وصول المنخفض الجبهوي الى مرحلة التلاشي فان ذلك يكون ايذانا بولادة المنخفض شبه المداري.

أما في طبقات الجو العليا فان الاخاديد العليا ضمن المستوى الضغطي (700) ملليبار تساهم ايضا في تكون هذه المنخفضات السطحية، فعندما تتطور الاخاديد القطبية (Trough) وتتحول الى دوامات هائلة او ما تسمى بمنخفضات القطع (Cut-Off Low) فأن ذلك سيعمل على تقوية المنخفض السطحي وهذا يعني ان المنخفض شبه المداري السطحي الذي يتألف من كتلة هوائية بحرية دافئة سيلتقي في طبقات الجو العليا مع كتلة هوائية باردة تعمل على زيادة تكاثف بخار الماء السطحي وتكوين نطاق هائل من غيوم ذات شكل قريب الى الاعصار المداري. والشكل (58) يمثل عملية تحول المنخفض الجبهوي (المرحلة الاولى) الى منخفض شبه مداري (المرحلة الثانية).



خارطة

توضح مراحل تطور المنخفض شبه المداري

شكل (58)

المرحلة الأولى : تكون منخفض جبهوي ممتلئ بين المرتفعين السيبيري وشبه المداري.

المرحلة الثانية: تلاشي الجبهات الهوائية وتكون منخفض شبه مداري واندماج المرتفعين السيبيري وشبه المداري وتكون جبهة ساكنة بين المرتفعين.

المصدر:

R. H. Simpson: Evolution Of The Kona Storm: A Subtropical Cyclone, op. cit., P.25-26.

2. مصادر نشوء المنخفض (Cyclogenesis-Source):

أشار (Simpson) أن منخفضات القطع العليا التي تتكون ضمن المستوى الضغطي (500) ملليبار تلعب دورا كبيرا في تكوين المنخفضات شبه المدارية، كما مر بنا في الفقرة الاولى، ولكن هناك حالات تتكون فيها المنخفضات شبه المدارية بتاثير رئيسي لمنخفضات القطع العليا.

وتحدث هذه الحالة عندما يمتد الاخدود القطبي ضمن المستوى الضغطي (500) ملليبار بصورة كبيرة نحو الجنوب بحيث يصل الى نطاق الرياح التجارية (الشرقيات) حيث يتكون المنخفض شبه المداري نتيجة لتواجد هواء بارد علوي فوق الهواء المداري الدافئ وما ان يتكون المنخفض حتى ينتقل شمالا ليدخل ضمن نطاق الرياح الغربية.

وفي دراسة حديثة للمنخفض شبه المداري أجراها كل من (Jason And Jonathan)[1] في عام 2004م حيث اكتشفا وجود ثلاثة حالات يظهر فيها المنخفض شبه المداري وهذه الحالات تحدث نتيجة اقتحام اضطراب في طبقات الجو العليا (التيار النفاث) ضمن العروض فوق المدارية نحو العروض شبه المدارية، ولاحظوا ان التيار النفاث يتميز برياح ضعيفة اثناء تكوينه للحالات الثلاث للمنخفض شبه المداري. وهذه الحالات هي كالاتي:

1. المنخفض شبه المداري المتكون من جبهة هوائية باردة:

يتكون المنخفض شبه المداري في هذه الحالة عندما يتواجد فوقه تيار نفاث ضيق ويكون اخدود التيار محاطا بصورة قوية بالغربيات العليا، اما على السطح فأن المنخفض شبه المداري يكون محاطا من الغرب والشمال الشرقي بمراكز للضغوط العالية ذات قيم ضغطية اكبر من 1020 ملليبار، وان اقل قيمة ضغطية للضغط الجوي السطحي تتواجد اسفل اخدود التيار النفاث ووجدوا ان

[1] Jason A. Otkin And Jonathan E. Martin, A Synoptic Climatology Of The Subtropical Kona Storm, Monthly Weather Review, American Meteorological Society, Volume 132, June 2004, P.1502-1517.

هذه المنخفضات تتكون ضمن نطاق باروكليني قوي ومترافقة مع جبهة هوائية باردة ممتدة لحو عروض شبه مدارية. ويمكن ان ينخفض الضغط الجوي فيها الى 997 ملليبار

2. المنخفض شبه المداري المتكون من جبهة هوائية باردة في نطاق الرياح التجارية (الشرقيات):

التيار النفاث في هذه الحالة يكون على شكل اخدود متوسط العرض، اما على السطح فأن القيم الضغطية للمنخفض شبه المداري تصل الى 1003 ملليبار ويكون المنخفض متواجدا جنوب الحد الخارجي للمرتفعات شبه المدارية، اذ تقع مراكز هذه المرتفعات في شمال غربي وشمال شرقي المنخفض شبه المداري. كما ان المنخفض يكون متواجدا جنوب نطاق الرياح الغربية السطحية ويكون الرياح شديدة في الحد الشمالي للمنخفض الجوي كما ان هذه المنخفضات تضعف تدريجيا بدلا من ان تتحد مع الاخاديد السطحية.

3. المنخفض شبه المداري المتكون في نطاق الرياح التجارية (الشرقيات):

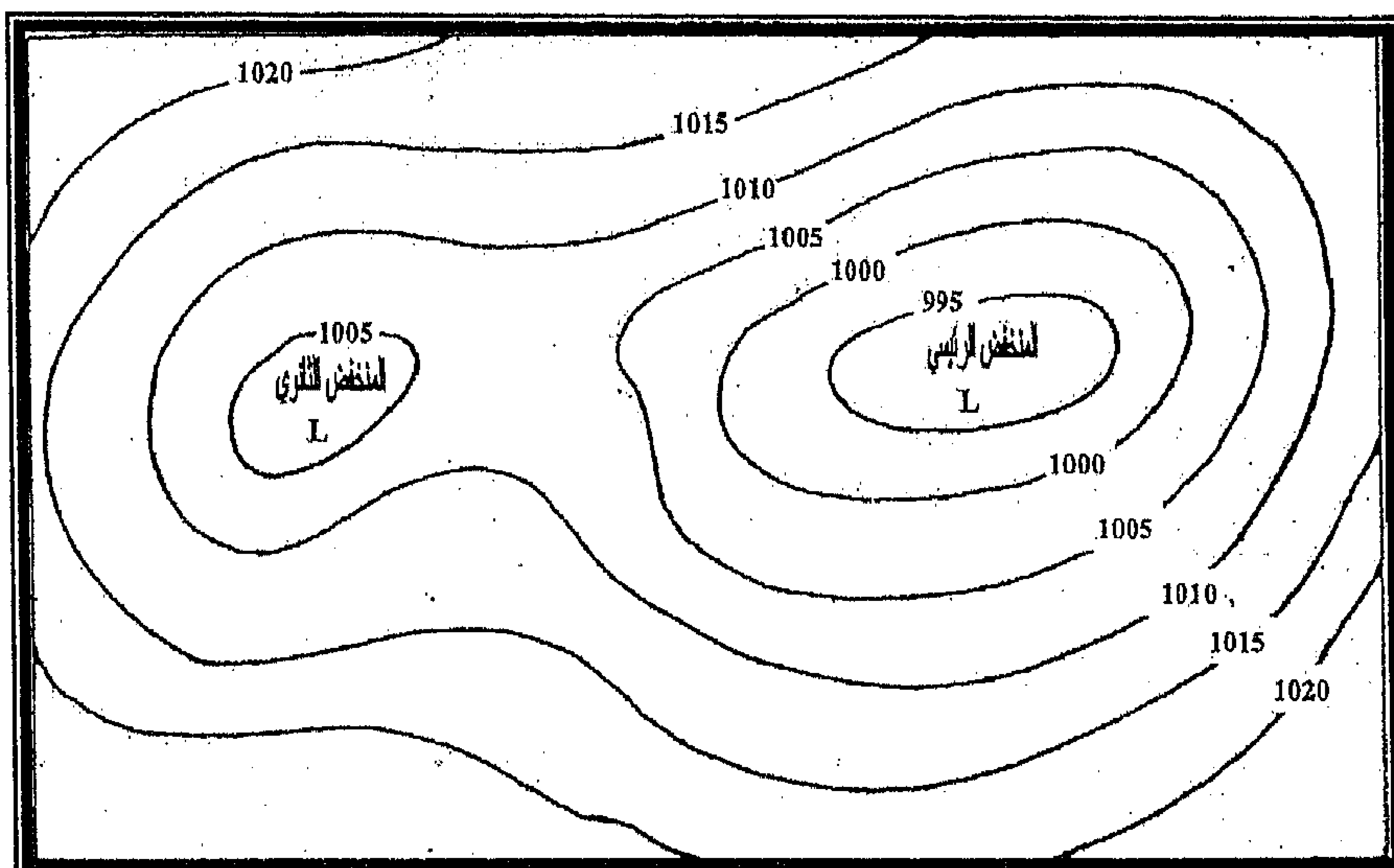
على عكس النوعين السابقين فأن المنخفض شبه المداري في هذه الحالة سيترافق مع تيار نفاث ذو اخدود عريض جدا ويكون اتجاه محوره لحو الجنوب الشرقي، اما المنخفض السطحي فيكون في بداية تشكله على شكل اخدود ضعيف 1010 ملليبار ويكون موقعه جنوب الحد الخارجي للمرتفعات شبه المدارية وبشكل مشابهة للنوع الثاني فأن المرتفعات شبه المدارية المتواجدة شمال المنخفض شبه المداري ستعمل على دفع المنخفض جنوبا ضمن نطاق الرياح الشرقية .

واشارت العديد من الدراسات ان الباروكلينية غير المستقرة تعد العامل الرئيسي في تكوين المنخفضات شبه المدارية، واشارات دراسات اخرى الى دور

التفاعل بين الهواء وسطح الماء من اجل تقوية هذه المنخفضات بالاظافة الى دور الطاقة الحقيقة الاظافية الكامنة في المحيط في قيادة هذه المنخفضات [1].

المنخفض الثانوي Secondary Depression:

المنخفض الثانوي منطقة ذات ضغط جوي منخفض محدودة المساحة والعمق تدخل ضمن التوزيعات العامة لمنخفض جوي رئيسي [2] شكل (59). وتتميز بمراكز ضغطية صغيرة الحجم (في بداية تكونها) مقارنةً بالمركز الرئيسي (المنخفض الأم)، ويكون في البداية داخلاً في دوران الانخفاض الأصلي وأخيراً يتطور هو نفسه إلى منخفض رئيسي [3].



شكل (59)

منظومة ضغط منخفض تتضمن منخفضا رئيسيا وآخر ثانويا.

المصدر: على حسن موسى ، المعجم الجغرافي المناخي، مصدر سابق، ص 262

---

[1] Steven Businger, Jong-Jin Bank, An Arctic Hurricane Over The Bering Sea, op. cit., P.2294-2296.

[2] علي حسن موسى، المعجم الجغرافي المناخي، الطبعة الأولى، دار الفكر للطباعة والتوزيع والنشر، دمشق، 1986، ص262.

[3] ب.ج. ريتا بلاك، موجز محاضرات لتدريب العاملين في الأرصاد الجوية من الفئة الرابعة، ترجمة الهيئة المصرية العامة للأرصاد الجوية، المنظمة العالمية للأرصاد الجوية، المجلد الثاني- الأرصاد الجوية، القاهرة، (بلا تاريخ)، ص230.

ويكون المنخفض الثانوي ذا انحدار ضغطي شديد ومركز ضغطي أعمق من المنخفض الرئيسي 1، لذلك مايلبث أن يتعمق على حساب المنخفض (الأم) ليحل محله في النهاية بصورة كلية.

وهذه الظاهرة الضغطية كثيراً ماتشاهد على الخرائط الطقسية السطحية والعليا على حد سواء، وأحيانا يتكون أكثر من منخفض ثانوي داخل حدود المنخفض الرئيسي، وتكون اتجاهات الرياح داخل كل منخفض ثانوي مختلفة عن اتجاهات الرياح داخل المنخفض الرئيسي.

وبشكل عام يتميز المنخفض الثانوي بظروف طقسية غير مستقرة كحدوث العواصف الرعدية 2 بسبب صغره وعمقه وشدة انحدار الضغط من أطرافه نحو المركز. ويمكن أن يتكون الركود الهوائي (COL) بين المنخفض الرئيسي والمنخفض الثانوي خاصة أذا تواجد مرتفعين جويين على جانبي حدود المنخفض الجوي.

نشوء (تطور) المنخفضات الثانوية:

توجد عوامل مختلفة لتكون المنخفضات الثانوية بعضها ثابت كالعوامل الجغرافية المكانية، والبعض الآخر متحرك كخصائص المنخفض الرئيسي نفسه، وتجتمع العوامل الثابتة والمتحركة لتكون المنخفضات الثانوية، إذ تتكون المنخفضات الثانوية على الجبهة الباردة لمنخفض رئيسي أو مايطلق عليها بعوائل المنخفضات الجبهوية التي تكون على شكل سلسلة من المنخفضات المتصلة بعضها بحيث يكون المنخفض الرئيسي (الأقدم) في المقدمة والمنخفض الأحدث في مؤخرة السلسلة 3.

---

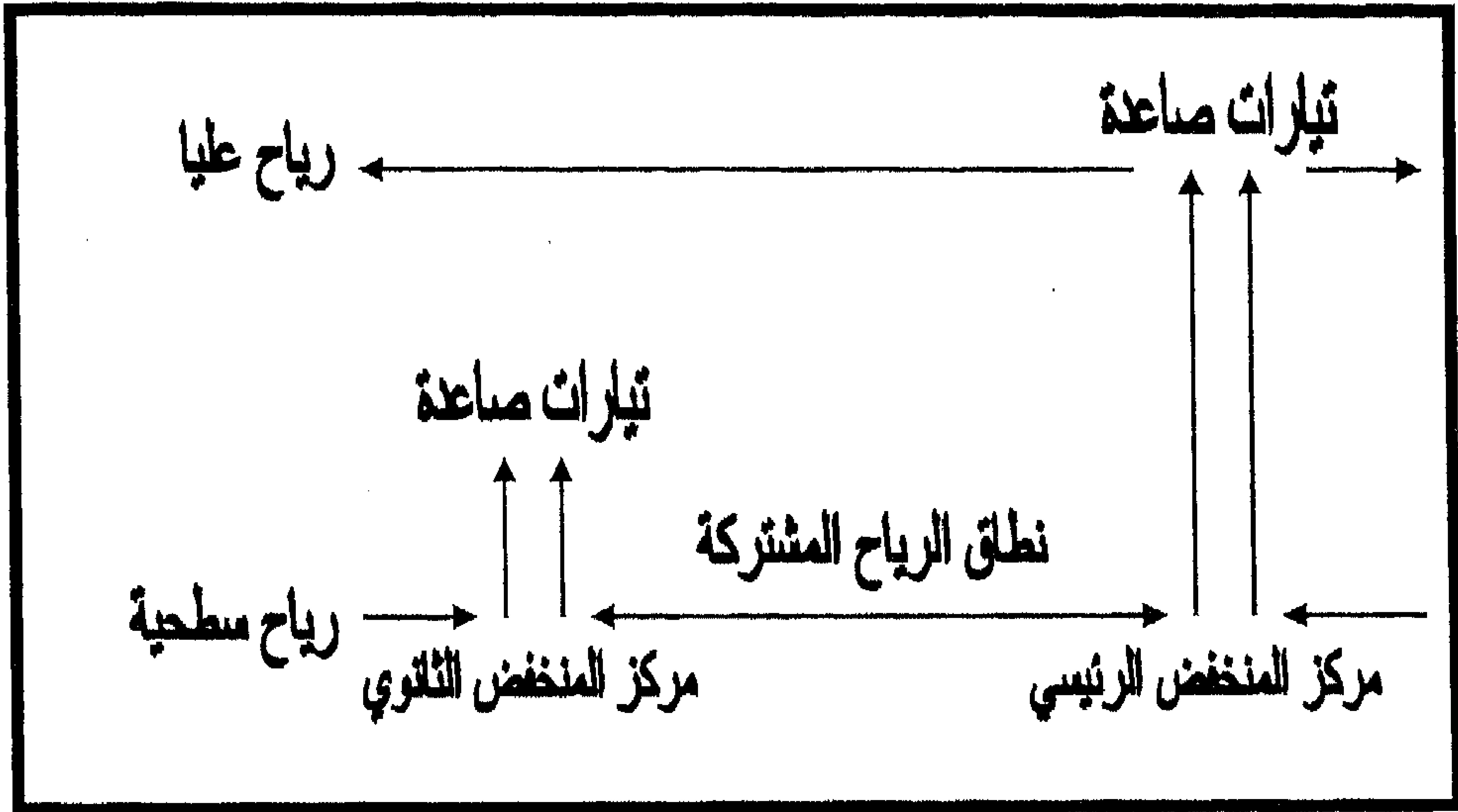
[1]Charles W. Roberts, op,cit, P.7.

[2]N.L.Peter, Weatherwise the Technigue of Weather Study, op. cit., p.71.

[3] سالار علي خضر الدزيي، عوائل المنخفضات الجبهوية مفهومها وتأثيراتها الطقسية، مجلة كلية الآداب، العدد 78، 2007، ص217-229.

وأحياناً أخرى يتكون المنخفض الثانوي في قمة القطاع الدافئ لمنخفض جبهوي ممتلئ جزئياً، وأيضاً تتطور المنخفضات الثانوية نتيجةً للتشويش التضاريسي لاسيما في المنخفضات الكبيرة عندما تنتقل من البحر إلى اليابسة أو أثناء عبورها للسلاسل الجبلية 1.

أما عن الطريقة التي تتكون أو تتلاشى فيها المنخفضات الثانوية (الحرارية) فهي أولاً تبدأ مع تكون منخفض جوي صغير في حافات أو أخدود المنخفض الرئيسي بسبب تسخين تلك المنطقة بصورة أستثنائية، هذه الحالة ستؤدي الى وجود تيارين صاعدين الأول في المنخفض الرئيسي والثاني ضمن المنخفض الثانوي، وستتكون منطقة مشتركة بين المركزين يطلق عليها أسم منطقة الرياح المشتركة حيث ستتجه الرياح السطحية في هذه المنطقة باتجاهين الأول نحو المنخفض الرئيسي والثاني نحو المنخفض الثانوي لاحظ الشكل (60).



شكل (60)

مقطع جانبي لمنظومة ضغط واطيء (حرارية) توضح حركة الرياح داخل المنخفض الرئيسي والمنخفض الثانوي.

المصدر: المؤلف.

---

(1) Charles W. Roberts, Meteorology, op.cit., P.59.

فأذا كان المنخفض الرئيسي أقوى فأنه سيسحب الرياح بصورة كاملة من المنطقة المشتركة قاطعاً بذلك مصدر الهواء عن المنخفض الثانوي الذي سيزول بعد ذلك لأنسحابة بواسطة المنخفض الرئيسي، أما أذا كان المنخفض الثانوي أقوى وأشد فأنه سيسحب جميع الرياح من المنطقة المشتركة قاطعاً بذلك الرياح الصاعدة في المنخفض الرئيسي من جهة المنخفض الثانوي وهذه الحالة ستؤدي الى سحب المنخفض الثانوي للمنخفض الرئيسي وأزالته بصورة كلية. أما في حالة كون المنخفض الرئيسي ضعيفا فأن ذلك سيشجع المنخفض الثانوي على الانفصال والتحرر من أمتدادات المنخفض الرئيسي.

مسارات المنخفض الثانوي:

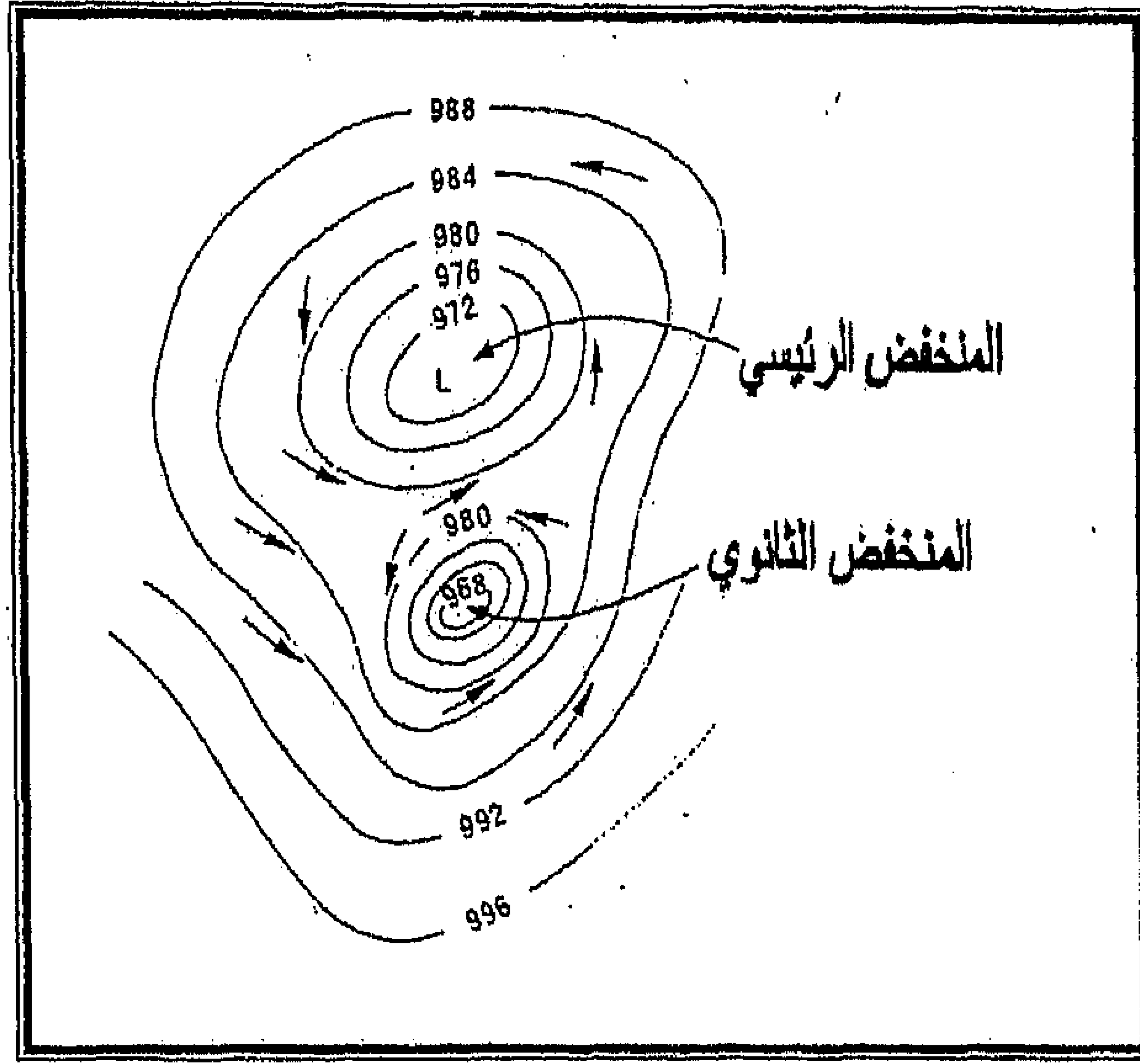
تميل المنخفضات الثانوية إلى الحركة داخل الجريان الريحي حول المنخفض الرئيسي، أما سرعتها فإنها تتحدد بشدة الرياح داخل المنخفض الرئيسي 1. ولكن بسبب صغر حجم المنخفضات الثانوية مقارنةً بالمنخفضات الرئيسية لذلك تكون أعنف منها وتميل للارتحال بسرعة أكبر من المنخفض الرئيسي 2. وأحياناً يزداد حجم المنخفض الثانوي ويصبح بحجم المنخفض الرئيسي لتتحول المنظومة الضغطية إلى مركزين كبيرين يدوران حول بعضهما بحركة معاكسة لعقارب الساعة في نصف الأرض الشمالي، شكل (61). ويطلق على هذا النظام الضغطي المكونين من مركزين كبيرين اصطلاح (Dumb-bell) 3. وتقل سرعة الرياح في المنطقة الواقعة بين المنخفض الرئيسي (الام) والمنخفض الثانوي بسبب سيادة رياح من أتجاهين مختلفين مما يؤدي الى انخفاض سرعتهما.

---

[1]Charles W. Roberts, Meteorology, op. cit., P.60.

[2] ج.م. دوكر، الخلاصة الوافية لمحاضرات مدونة في الأرصاد البحرية، ترجمة: أ.ك. طهبوب، الطبعة الثانية، المنظمة العالمية للأرصاد الجوية، رقم 434، جنيف- سويسرا، 1995، ص172.

[3]Charles W. Roberts, Meteorology, op. cit., P.60.



شكل (61)

حركة المنخفض الثانوي داخل المنخفض الرئيسي.

المصدر:

Charles W. Roberts, Meteorology, op. cit., p.8

الفصل الرابع

طبقات الجو العليا

- مفهوم طبقات الجو العليا.
- مستويات الضغط الثابت.
- الحاجز الضغطي.
- التيارات النفاثة.

طبقات الجو العليا

تعريف طبقات الجو العليا Upper Level:

تؤثر المنظومات الضغطية المتواجدة في طبقات الجو العليا بشكل كبير على المنظومات السطحية كما ان السطح ايضا يؤثر على طبقات الجو العليا، بل ان طبقات الجو العليا هي المسؤولة عن تكوين المنظومات السطحية وتحديد مساراتها

عندما نستخدم مصطلح طبقات الجو العليا فاننا نقصد قسم من التروبوسفير الغير متاثر نوعا ما بعامل الاحتكاك بسطح الارض والتي تبدأ من المستوى الضغطي (700) ملليبار. ويمكن ان نعرف الطبقات العليا من جهة اخرى بانها أي طبقة فوق الارض تكون فوق طبقة الاحتكاك Friction Layer بسطح الارض والتي تبدأ من المستوى الضغطي (850) ملليبار [1].

والخرائط التي ترسم لهذه المستويات تسمى بخرائط الضغط الثابت (Constant Pressure Charts) والتي ترسم للمستويات 850، 700، 500، 300، 250، 200 ملليبار. وهذه الخرائط مهمة جدا لأنها تسقط عليها المتغيرات المناخية لهذه المستويات والتي ترسم خلال رصدتين في اليوم عند الساعة (00:00) GMT مساءا وعند الساعة (12:00) GMT نهارا.

التغيرات في درجات الحرارة والضغط الجوي في طبقات الجو العليا:

نتيجة لبرودة الهواء في العروض العليا (القطبين الشمالي والجنوبي) فان الهواء سيكون كثيفا واقل سمك لذلك سيترافق منخفض جوي علوي في هذه العروض، لأن برودة الهواء سيجعل الهواء متكدسا على السطح وقليل في الاعلى لذلك كلما ارتفعنا سيقل الهواء ويقل الضغط الجوي. بالمقابل نتيجة

[1] Howard B. Bluestein, synoptic-dynamic metrology in midlatitudes, Volume II, observation and theory of weather systems, first edition, Oxford University Press, U.S.A., 1993, p.55.

لدفىء الهواء في العروض الدنيا (الاستواء والمدارين) فان الهواء سيتمدد ويصبح اكبر سمك لذلك سيتواجد مرتفع جوي علوي في هذه العروض والشكل (62) يوضح فروقات الحرارة والضغط الجوي مع الارتفاع [1].

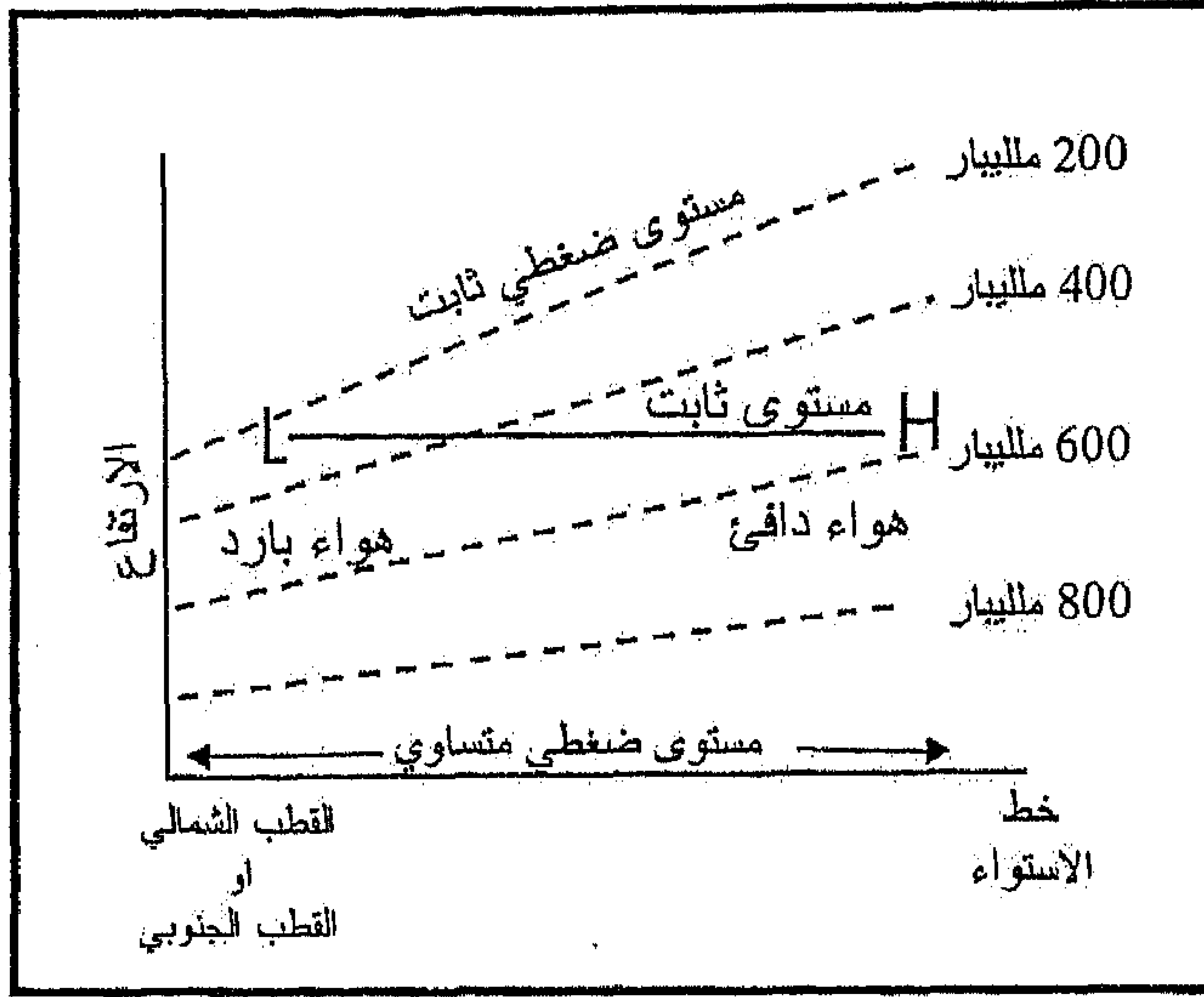
وعليه فان الرياح في طبقات الجو العليا ستهب من المرتفع العلوي نحو المنخفض الجوي بشكل مباشر ولكن بسبب دوران الارض حول نفسها من الغرب نحو الشرق فان الرياح ستنحرف غربا مع اتجاه عقارب الساعة بتاثير قوة كوريولس وتصبح بالتالي اتجاهها غربي او ما يسمى بالغربيات العليا، الشكل (63).

وسرعة الغربيات العليا يختلف بحسب دوائر العرض، ففي العروض العليا تكون الغربيات ابطىء وتزداد سرعتها كلما اتجهنا من القطب نحو الاستواء لتصل اعلى سرعة تقريبا عند دائرة عرض 30° شمالا وبعد ذلك تنخفض سرعتها تدريجيا ثم يتغير اتجاهها لتتحول الى الشرقيات العليا في العروض شبه المدارية. ولهذا السبب فان اقصى سرعة للغربيات تظهر فوق المرتفع شبه المداري السطحي وعروض الخيل والتي هي في الاصل تتميز برياح ضعيفة او متغيرة السرعة [2]، الشكل (64).

---

[1] Richard A.Anthes, John J. Cahir, Alistair B. Fraser, Hans A. Panofsky, The Atmosphere, Third Edition, Charles E. Merrill Publishing Company, U.S.A., 1975, p. 179

[2] Glenn.T. Trewartha, An Introduction to climate, op. cit., p. 88-89.

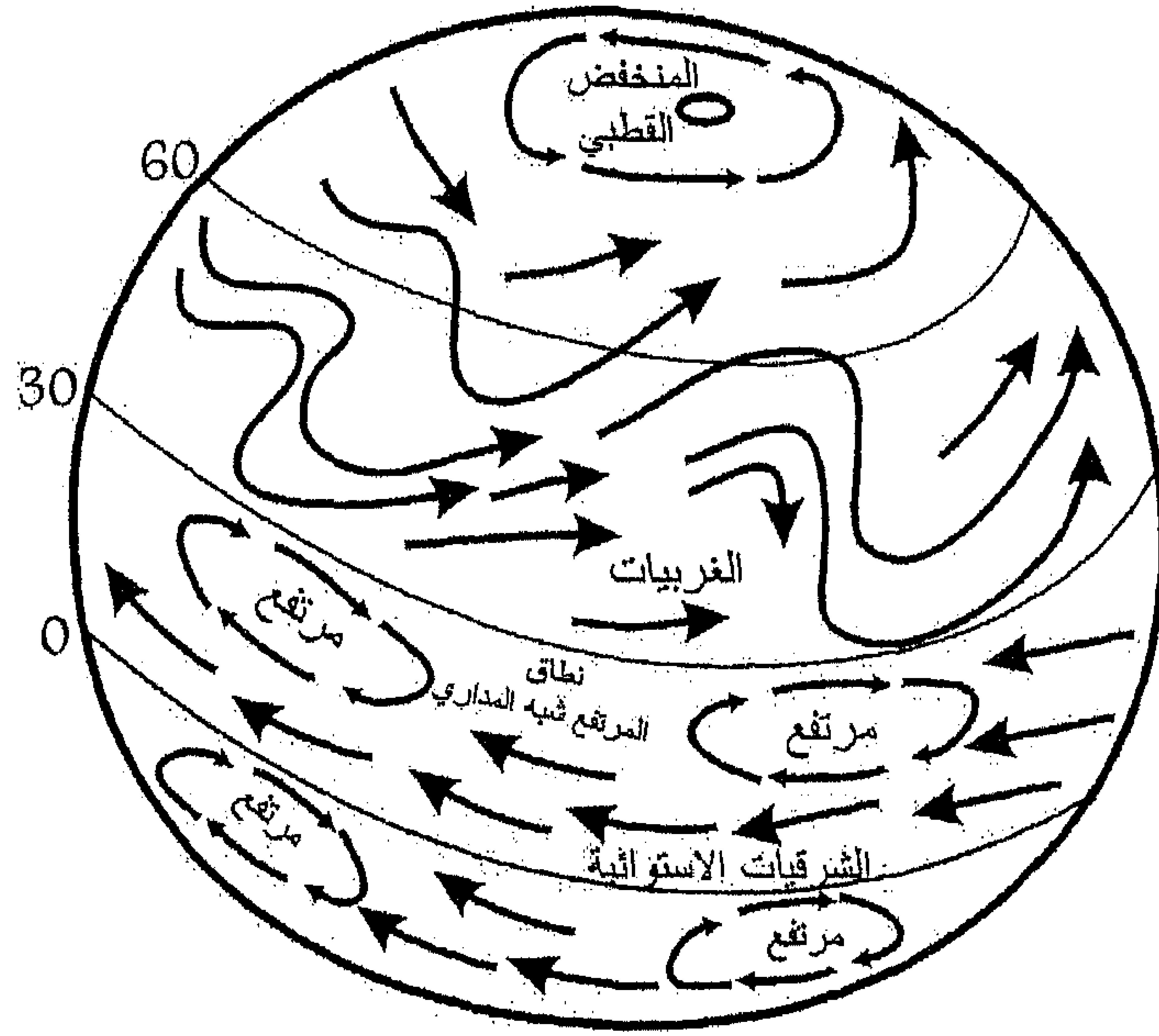


شكل (62)

العلاقة بين درجات الحرارة والضغط الجوي في طبقات الجو العليا

المصدر:

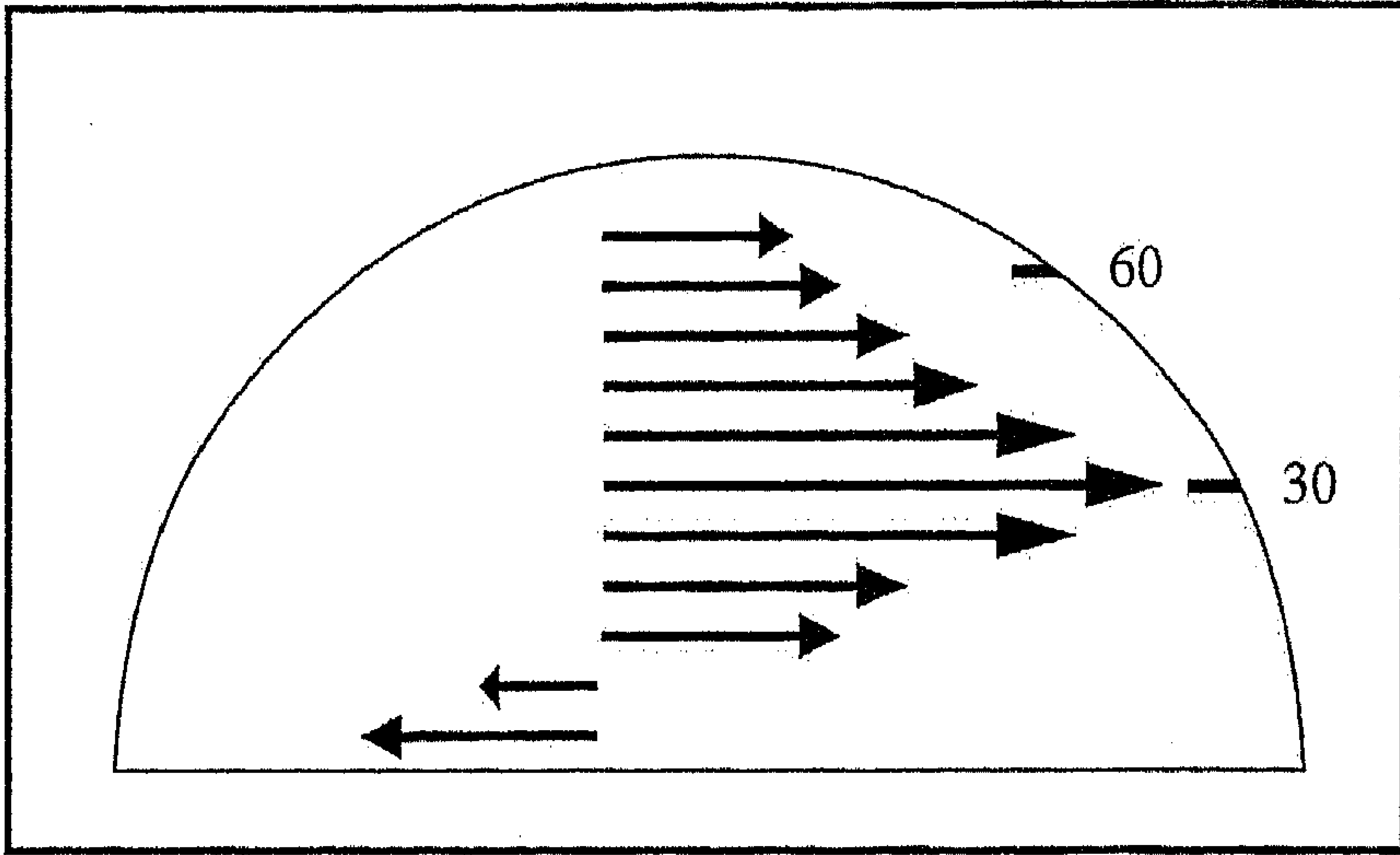
Richard A.Anthes, John J. Cahir, Alistair B. Fraser, Hans A. Panofsky, The Atmospherem, op.ci.t, p.180.



شكل (63)
الرياح في طبقات الجو العليا

المصدر:

Alan Strahler, Arthur Strahler, introducting physical geography, third edition, john wiley & sons, U. S. A., 2003, p.171.



شكل (64)

تختلف سرعة الرياح العليا مقارنة بالرياح السطحية فعلى ارتفاع 40000 قدم (12.1كم) تغطي الغربيات معظم نصفي الكرة الشمالي والجنوبي وتزداد سرعة الغربيات من القطب نحو الاستواء لتصل اعلى سرعة بالقرب من دائرة عرض 30° وهذه النطاق عالي السرعة يطلق عليه بالتيار النفاث.

المصدر:

Glenn.T. Trewartha, An Introduction to climate, op. cit., p. 88.

تاثير التضاريس الجبلية على الغربيات العليا:

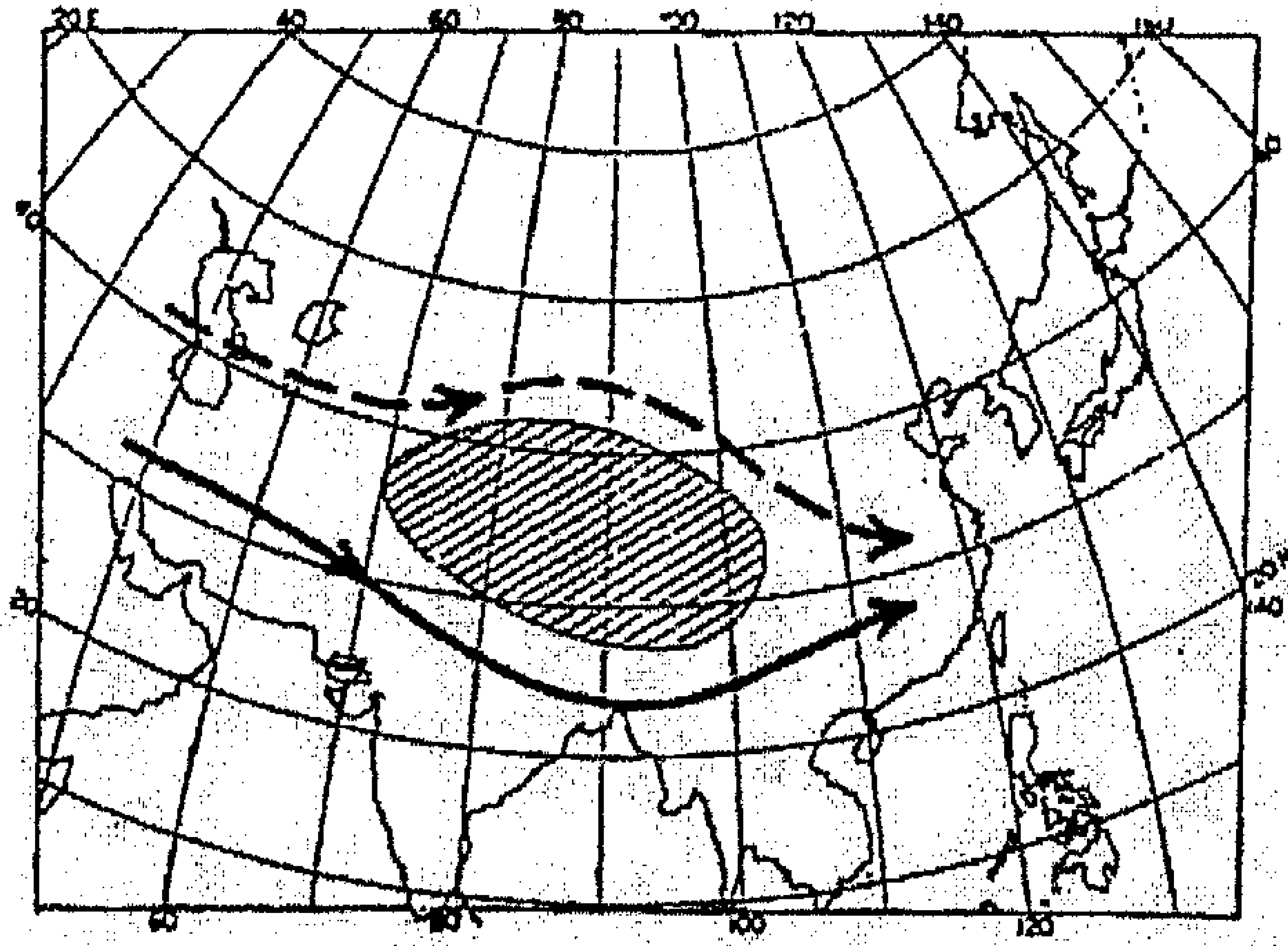
يوجد نوعين من السلاسل الجبلية [1]، الاول يكون ذات امتداد شـرقي – غربي بحيث يكون موازي لجريان الغربيات العليا كما هو الحال في جبال الهملايا في آسيا، والنوع الثاني تكون ذات امتداد شمالي –جنـوبي او عموديـة بالنسـبة لجريان الغربيات مثل امتداد جبال الروكـي والانـديز في الامـريكيتين. اذ تعمـل جبال الهملايا على الحـراف (Divert) الغربيـات العليـا في حـين تعمـل جبـال الروكي والانديز على رفع (Ascend) الغربيات العليا.

يكون تاثير جبال الهملايا على الغربيات العليا خـلال فصـل الشـتاء، اذ تعمل السلسلة الجبلية على شطر تيار الغربيات الى تيـاران خارطـة (10)، الاول شمال السلسلة الجبلية والثـاني جنوبهـا في حـين تتكـون منطقـة ميتـة (Dead Spot) او معدومة من الغربيات فوق السلسلة الجبلية كما وتتكون دوامة صغيرة في الجهة المعاكسة للسلسلة الجبليـة (غـرب جبـال الهملايـا). امـا خـلال فصـل الصيف فأن الغربيات تنحرف الى الشمال من جبـال الهملايـا وهـذا مـا يسـمح بنشوء الموسميات على القارة الهندية وبورما.

وعلى الرغم من ان جبال الألب لها نفس امتداد جبال الهملايا الا ان قلة ارتفاعها وصغر مساحتها فان تاثيرها يكون ضعيف جدا مقارنة بجبال الهملايا.

---

[1] H. Riehl, M. A. Alaka, C. L. Jordan, R. J. Renard, The Jet Stream, Meteorological Monographs, Published By The American Meteorological Society, Volume 2, Number 7, August 1954, P.32



خارطة (10)

جريان الغربيات العليا حول جبال الهملايا

المصدر:

H. Riehl, M. A. Alaka, C. L. Jordan, R. J. Renard, The Jet Stream, op, cit., p.5

اما فيما يتعلق بتاثير جبال الروكي والانديز على الغربيات العليا فبسبب امتدادها الكبير من الشمال الى الجنوب فان الغربيات لا تتمكن من الالتفات حولها لذلك ستحاول الصعود على السفوح الغربية ومن ثم ستتعرض للهبوط على السفوح الشرقية للجبال واثناء اصطدام الغربيات بالسفوح الغربية فان سرعتها ستنخفض مما يؤدي الى تكوين انبعاج في غرب الجبال وتكوين اخدود في شرق السلسلة الجبلية.

مستويات الضغط الثابت (Constants Pressure Surfaces):

وتسمى ايضا بمستويات الضغط المتساوي وهي سطوح ضمن الغلاف الجوي يكون الضغط الجوي فيها مساويا ضمن جميع اجزاء ذلك السطح، فالمستوى الضغطي 850 ملليبار مثلا هو ذلك السطح او المستوى الذي يكون الضغط الجوي لأي نقطة فيه مساويا لـ 850 ملليبار بمعنى ان الضغط الجوي ثابت ولكن الذي يتغير هو ارتفاع ذلك السطح عن مستوى سطح البحر. ويعود

السبب في استخدام هذه الطريقة لتقسيم طبقات الجو العليا هو التغيرات القليلة بالضغط الجوي مع الارتفاع ببسبب تناقص كميات الهواء بالارتفاع مقارنة بتغيرات الضغط عند سطح الارض نتيجة لوفرة الهواء السطحي.

ولمستويات الضغط القياسي فائدتين رئيسيتين [1]:

1. يكون الطيران فوق مستويات الضغط الثابت افضل من الطيران فوق مستويات الارتفاع الثابت لأن اجهزة تحديد الارتفاع في الطائرات اجهزة خاصة بالضغط وليس بالارتفاع.
2. استخدام المعادلات الانوائية يكون اسهل عندما تكون المتغيرات الجوية كلها معينة على مستوى ضغطي ثابت.

والجدول (2) يوضح ارتفاعات ودرجات الحرارة لمستويات الضغط القياسية ومقارنتها مع مستوى سطح الارض.

جدول (2)

معدل درجات الحرارة والارتفاع لمستويات الضغط الثابتة في طبقة التروبوسفير.

المستوى الضغطي	معدل الارتفاع	معدل درجة الحرارة
سطح البحر	صفر	15
1000 ملليبار	100	15
850 ملليبار	1500	0.5
700 ملليبار	3000	-0.5
500 ملليبار	5000	-20
300 ملليبار	9000	-45
200 ملليبار	12000	-55
100 ملليبار	16000	-56

المصدر:

http://ww2010.atmos.uiuc.edu/(Gl)/wwhlpr/constant_pressure_surface.rxml

[1] Ibid, p.61-62.

اولا: المستوى الضغطي 1000 ملليبار.

وهـو مـن المسـتويات القريبـة مـن سـطح الارض فهـي تشـبه الخارطـة السطحية باستثناء ان البيانات المسقطة عليها تعـود للمسـتوى 1000 ملليبـار اذ يبلغ معدل ارتفاعه 100 متر ومعدل درجة حرارته 15° مئوية، والتي تتمثـل في درجات الحـرارة وخطـوط التجمـع (Convergence) ودرجـة حـرارة نقطـة الندى والرياح. وتستخدم البيانات الحرارية لهذا المستوى لتحديـد مواقـع الهـواء الدافئ والبارد بالقرب من سطح الارض والتي تكـون مفيـدة لتحديـد الجبهـات الهوائية السطحية (Surface Fronts) وايضا تستخدم للتنبوء بدرجات الحرارة العالية والمنخفضة، ويمكن ايضا تحديد حالات عدم الاستقرار الجوي من خـلال استخراج الفرق الحراري بين المسـتويين 1000-850 ملليبـار ففـي حـال كـان الفرق 12 درجة مئوية او اعلى دل ذلك على امكانية لعدم الاستقرار الجوي [1].

اما فيما يتعلق ببيانـات التجمـع (Convergence) والـتي تمثـل علـى الخارطة بشكل تظليل (داكن) فهي تحدد اماكن الرياح السطحية المفضـلة لتطـور العواصف الرعدية فالاجزاء المظللة على الخارطة (المناطق الموجبة) تمثـل منـاطق تجمع الهواء فالعواصف الرعدية يمكن ان تتطور في المناطق ذات التقارب الريحـي العالي (شديدة الايجابية)، اما المناطق غـير المظللـة علـى الخارطـة والـتي تسـمى بالمناطق السالبة فهي تشير الى مناطق هبوط الهواء والتي تمثل الاجواء الصاحية.

اما بيانات درجة حرارة نقطة الندى فهي تشير فيمـا اذا كانـت الرطوبـة كافيـة لتطـور العواصـف الرعديـة فدرجـة حـرارة 13 مئويـة تشـير الى منـاطق العواصف الرعدية الشديدة.

اما بيانات الرياح فهي مهمة لتحديد خصائص الرياح الهابـة فـاذا كانـت هابة من الشمال فذلك اشارة لهبوب الرياح الباردة اما اذا كانت جنوبيـة الاتجـاه فتكون حارة (في نصف الارض الشمالي).

---

[1] http://weather.unisys.com/model/details.php

ثانيا: المستوى الضغطي 850 ملليبار.

معدل ارتفاع هذا المستوى 1500 متر ومعدل درجة حرارته 0.5° مئوية تحت الصفر، بعض المصادر تعد هذا المستوى ضمن طبقات الجو العليا ومصادر اخرى تعدها من ضمن السطح، ويعود هذا الاختلاف الى مدى ارتفاع المنطقة عن مستوى سطح البحر، ففي المناطق المنخفضة او التي لا تعلو كثيرا عن مستوى سطح البحر فان المستوى 850 ملليبار يكون بعيدا عن السطح لذلك تعد الخرائط الطقسية لهذا المستوى من خرائط طبقات الجو العليا، اما في المناطق المرتفعة تضاريسيا (اكثر من 1000 متر) ففي هذه الحالة يصبح المستوى الضغطي 850 ملليبار قريبا من السطح واحيانا يكون دون مستوى سطح البحر لذلك تعد خرائط المستوى 850 ملليبار في هذه المناطق المرتفعة تضاريسيا من الخرائط السطحية ويستعاض عنها بخرائط المستوى الضغطي 700 ملليبار [1].

يقع هذا المستوى الضغطي فوق طبقة الاحتكاك بسطح الارض (Frication Layer) (في المناطق المنخفضة تضاريسيا) وهذا يعني ان السطح ليس له تاثير كبير على سرعة واتجاه الرياح ودرجات الحرارة ضمن هذه الطبقة لذلك يعد هذا المستوى جزءا من الغلاف الجوي الحر (Free Atmosphere) [2].

واهم البيانات التي تسقط على خارطة هذ المستوى هي:

1. درجات الحرارة.
2. سرعة واتجاه الرياح.
3. الارتفاعات.
4. درجة حرارة نقطة الندى.

[1] http://www.theweatherprediction.com/charts/850/

[2] http://ww2010.atmos.uiuc.edu/(Gl)/arch/cases/961109/data/upa/850.rxml

وتكون الفاصلة بين خطوط الارتفاعات المتساوية (الكنتور) حوالي 30 متر وترسم هذه الخرائط مرتان في اليوم واحدة نهارا والثانية مساءا بفارق 12 ساعة.

وهذا المستوى الضغطي مهم جدا اذ يعتمد عليها كثيرا في عمليات التبوء الجوي، ففيها ترسم الجبهات الهوائية بشكل واضح جدا مقارنة بالخرائط السطحية التي يكون رسم الجبهة فيها غير واضح بسبب صعوبة تحديد الحدود الفاصلة بين الكتل الهوائية نظرا لتداخل عوامل السطح من تضاريس مختلفة ومسطحات مائية...الخ من المتغيرات السطحية. ويستخدم هذا المستوى الضغطي لقياس عمق المنظومات الضغطية السطحية ففي حالة تواجد المرتفع الجوي او المنخفض الجوي على السطح وعلى المستوى الضغطي 850 ملليبار فأن ذلك اشارة الى قوة المنظومة السطحية وطول مدة بقائها، اما اذا لم تتواجد المنظومات الضغية السطحية ضمن هذا المستوى دل ذلك على ضحالتها وقصر مدة بقائها.

يبلغ معدل ارتفاع هذا المستوى الضغطي (5000) قدم (1524) متر فوق مستوى سطح البحر، وعليه فهو يستخدم لتحديد الكتل الهوائية ضمن الارتفاع فوق 1000 متر. وبما ان الغيوم تتكون ضمن هذه الارتفاعات فان هذا المستوى مهم جدا للتنبوء بطبيعة التساقط سواء كان على شكل مطر او ثلج ففي حال كانت درجات الحرارة ضمن هذا المستوى فوق الصفر المئوي فالتساقط سيكون مطرا اما اذا كانت درجات الحرارة مساوية للصفر المئوي او دون ذلك فذلك اشارة لتكون الثلوج [1].

وهذا المستوى مهم جدا لتحديد كمية الرطوبة المتوفرة ضمن هذه الارتفاعات فاذا كانت الرطوبة عالية على السطح وضمن هذه الطبقة فان هناك احتمالية كبيرة للتساقط وفي حال توفر الية لرفع الرطوبة للمستوى التي تتكون فيها الغيوم فان فرص تكون العواصف الرعدية تكون كبيرة جدا [2]. وترسل

---

[1] http://weather.unisys.com/model/details.php
[2] http://cimss.ssec.wisc.edu/oakfield/frame.html

بيانات هذا المستوى ايضا للطيارين لأن هذا المستوى يشير الى المستوى الذي تبدأ فيه عملية الانجماد التي قد تسبب تراكما ثلجيا علـى محركـات الطـائرة وكـذلك على سطحها الخارجي وهي تدرج ضمن المخاطر الجوية [1].

ثالثا: المستوى الضغطي 700 ملليبار.

يبلغ معدل ارتفاع هذا المستوى 3000 متر ومعدل درجة حرارته 0.5-° مئوية تحت الصفر، ومتغيرات هـذا المستوى تشبه كـثيرا متغيرات المستوى الضغطي 850 ملليبار فكثير من المتغيرات الشمولية في المستوى الضـغطي 850 ملليبار تدرس في المستوى الضغطي 700 ملليبار فالاخاديد والانبعاجات تصبح اكثر وضوحا ضمن هذا المستوى [2] ودراسة الاخاديد والانبعاجـات ضـمن هـذا المستوى مهمة جدا لأنها تحدد نوع الكتل الهوائية فالكتل الهوائية الدافئـة تترافـق مع الانبعاجات القادمة من الجنوب في حين تترافـق الكتـل الهوائيـة البـاردة مـع الاخاديد القادمة من الشمال.

البيانات المسقطة على خرائط هذا المستوى هي درجات الحرارة وسـرعة واتجاه الرياح والارتفاع فوق مستوى سـطح البحـر وتكـون الفاصـلة بـين خـط واخر 30 متر.

وتستخدم خرائط المستوى الضغطي 700 للأغراض التنبؤ الاتية [3]:

1. تحديد عمق او سمك الهواء الرطب في الغلاف الجوي من خلال مقارنة مع المستوى 850 ملليبار ومع السطح.
2. تحديد شدة تقدم الهواء الدافئ والهواء البارد والهواء الرطب ويتم ذلك من خلال متابعة بيانات سرعة واتجـاه الريـاح ضـمن هـذا المستوى.
3. قياس شدة المرتفعات والمنخفضات الجوية.

---

[1] حازم توفيق العاني، ماجد السيد ولي، خرائط الطقس والتنبؤ الجوي، مصدر سابق، 82.
[2] http://www.theweatherprediction.com/charts/700/
[3] http://www.theweatherprediction.com/charts/700/

4. تحديد مواقع الامواج القصيرة (**Short Waves**) والتي تكون مهمة لتحديد استقرار او عدم استقرار الجو، فالقسم الصاعد من الموجة (المخرج) يكون غير مستقر طقسيا والتي تصاحبها الأمطار والعواصف، اما القسم الهابط من الموجه (المدخل) فيكون مستقر جويا.
5. ان تحديد الاخاديد والانبعاجات ضمن هذا المستوى مهمة جدا للتنبؤ بدرجات الحرارة السطحية، ففي حال تواجد اخدود بارد ضمن هذا المستوى فذلك إشارة لأنخفاض درجات الحرارة على السطح، وتواجد انبعاج دافئ دليل على أرتفاع درجات الحرارة على السطح.

رابعا: المستوى الضغطي 500 ملليبار.

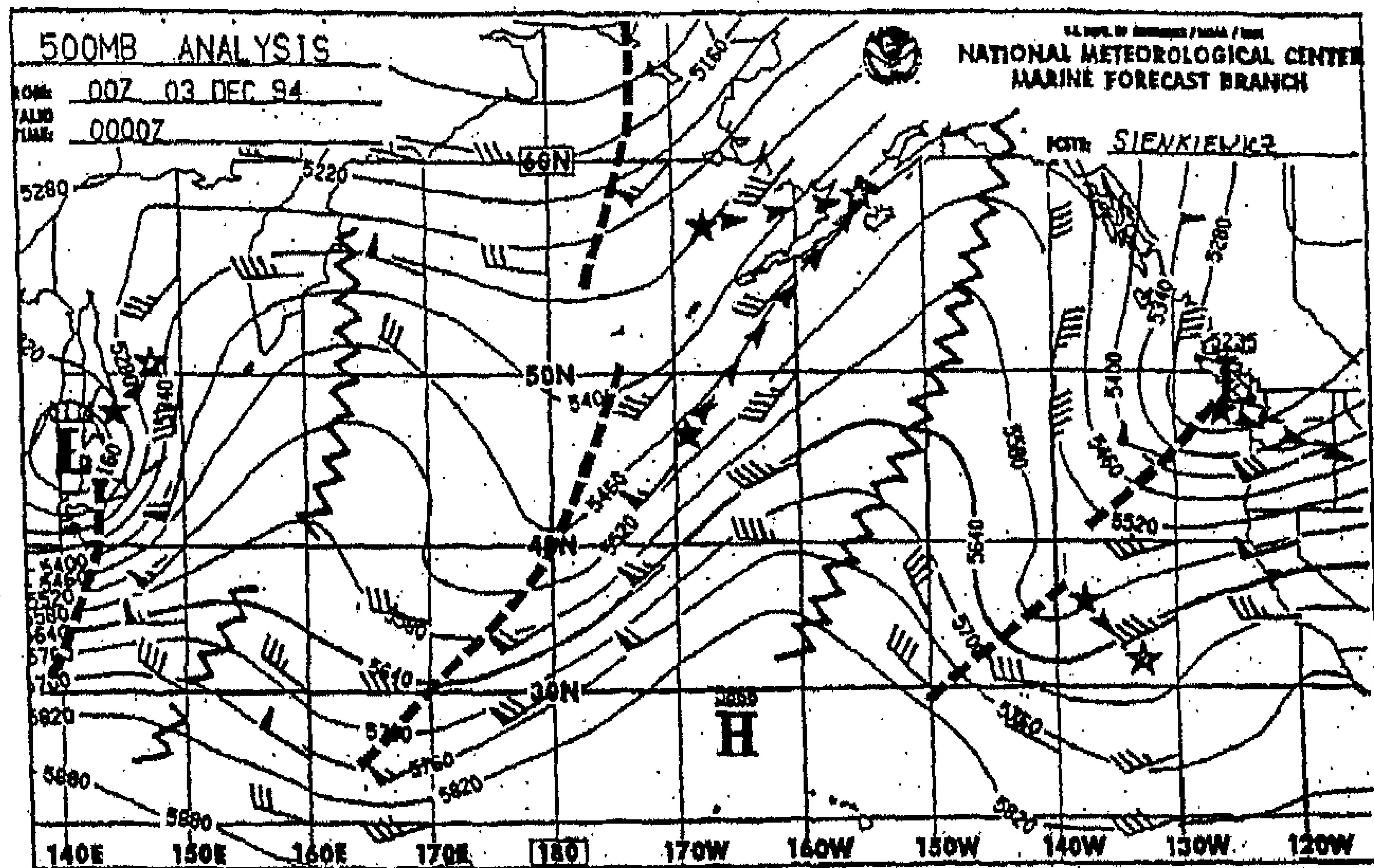
معدل درجة حرارة هذا المستوى 20°- مئوية تحت الصفر، وهو من اهم المستويات الضغطية بسبب شدة تاثيرها على المنظومات السطحية، فالانظمة الضغطية الموجودة في هذا المستوى مسؤولة عن تحديد نوع وخصائص المنظومات السطحية. فمن خلال متابعة المنظومات ضمن هذا المستوى نستطيع التنبؤ بمواقع المرتفعات والمنخفضات الجوية السطحية. ولهذا السبب فالعديد من الدراسات في المناخ الشمولي تعتمد فقط على الخرائط السطحية وخرائط المستوى 500 ملليبار.

معدل ارتفاع هذا المستوى 5600 متر وهو بذلك يمثل منتصف الغلاف الجوي (التروبوسفير) فنصف الكتل الهوائية الموجودة في الغلاف الجوي تقع اسفل هذا المستوى والنصف الثاني من الكتل الهوائية يقع فوق هذا المستوى[1]. ولكن ارتفاع المستوى 500 ملليبار متغير فقد ينخفض الى 4700 متر عند سيادة

[1] http://www.theweatherprediction.com/habyhints/25/

الهواء البارد الشديد (في الاخـدود) او يرتفـع الى حـوالي 6000 مـتر في الهـواء الدافئ (في الانبعاج)1

تقسـم المنظومـات الضـغطية في المسـتوى الضـغطي 500 ملليبـار الى الانبعاجات والتي تمثل المرتفع الجوي (العلوي) والى الاخاديد التي تمثل المنخفض الجوي (العلوي) والاخاديد (Troughs) هي مناطق ذات ارتفاعات منخفضـة ويكون شكلها مشابها للحرف الانكليزي (U) والتي يـتم تمثيلـها علـى خارطـة المستوى الضغطي 500 ملليبار بشكل خط متقطع الخارطة (78) اما الانبعاجات (Ridges) فهي مناطق ذات ارتفاعات عالية ويكـون شـكلها مشـابها للحـرف الانكليزي (U) بالمقلوب والتي يتم تمثيلها على خارطة المستوى الضـغطي 500 ملليبار بشكل خط منكسر (Zigzag) الخارطة (11).



خارطة (11)

توضح فيها الخط المنكسر الانبعاجات ويمثل فيها الخط المتقطع الاخاديد ضمن المستوى الضغطي 500 ملليبار

المصدر: Joe Sienkiewicz, Lee Chesneau, Mariner's Guide to the 500-Millibar Chart, op. cit., p.5

1 Joe Sienkiewicz, Lee Chesneau, Mariner's Guide to the 500-Millibar Chart, op. cit., p.5

تتحرك الرياح ضمن المستوى الضغطي (500) ملليبار حركة نطاقية من الغـرب الى الشـرق يطلـق عليهـا الغربيـات العليـا أو الريـاح الجيوسـتروفية (Geostrophic Wind)*، وأصل هذه الرياح هواء علوي خارج من حـزام الضغط المرتفع شبه المداري ومتجـه الى القطـب والـتي تتعـرض للأنحـراف نحـو اليمين بتأثير قوة كوريولس في نصـف الارض الشـمالي [1]. أذ أن أنعـدام عامـل الاحتكاك بسـطح الارض كليـا ضـمن المسـتوى (500) ملليبـار البـالغ معـدل أرتفاعه (5600) متر يسمح لتلك الرياح العليا بالأنحراف كليا نحو اليمين علـى شكل رياح غربية.

وتتكون في هذه الغربيات العليا أمواج مميزة يطلق عليها أمـواج روسـي والتي تنشأ على طول نطاق ضيق يتصل فيـه الهـواء القطـبي العلـوي مـع الهـواء المداري العلوي ويطلق على نطاق الاتصال مصـطلح الجبهـة القطبيـة (Polar Front) الـتي تنشـأ عليهـا أضـطرابات الغـلاف الجـوي [2]. والملاحـظ أن هـذه الأمواج تكون سرعتها أعلى في الشتاء منها في الصيف [3].

ونتيجة لعملية التبادل الذي يحـدث للكتـل الهوائيـة العلويـة بـين المـدار والقطب فأن هذه الأمواج العليا تتعرض للألتـواءات بـدرجات مختلفـة تـتراوح مابين ألتواءات بسيطة يطلق عليها مصطلح الأمواج الطويلة أو (مؤشـر الـدورة العالي) (High Index Cycle)، الى ألتواءات شـديدة يطلـق عليهـا الأمـواج القصيرة أو (مؤشر الدورة المنخفض) (Low Index Cycle).

* الجيوستروفك ريـاح عليـا تكـون محصـلة لقـوتي تحـدر الضـغط وقـوة كوريـولس، وهـي بـذلك تختلف عن الرياح السطحية التي تكون محصله لثلاث قوى هي تحدر الضغط وقوة كوريولس وعامل الاحتكاك بسطح الأرض.

[1] Arthur N. Strahler, Alan H. Strahler, Modern physical Geography, 2ed, John Wiley & sons, 1983, p.89

[2] Ibid, p.90

[3] نعمان شحادة، علم المناخ، مصدر سابق، ص146.

وتبين أن هناك فترات تسود فيها الأمواج الطويلة وفترات تسود فيها أمواج قصيرة. وأن عملية الانتقال أو التحول من المؤشر العالي (الأمواج الطويلة) إلى المؤشر الواطئ (الأمواج القصيرة) ثم العودة إلى المؤشر العالي يطلق عليه بمؤشر الدورة (Index cycle) والتي غالبا ما تظهر خلال فصل الشتاء خلال فترات فاصلة مابين (4) إلى (6) أسابيع ويمكن أن تدوم كل فترة مابين أسبوعين إلى ثمانية أسابيع. أما خلال فصل الصيف فإن التمييز بين المؤشر العالي والمؤشر المنخفض يكون أقل وضوحاً مقارنةً بفصل الشتاء [1]، الشكل (65).

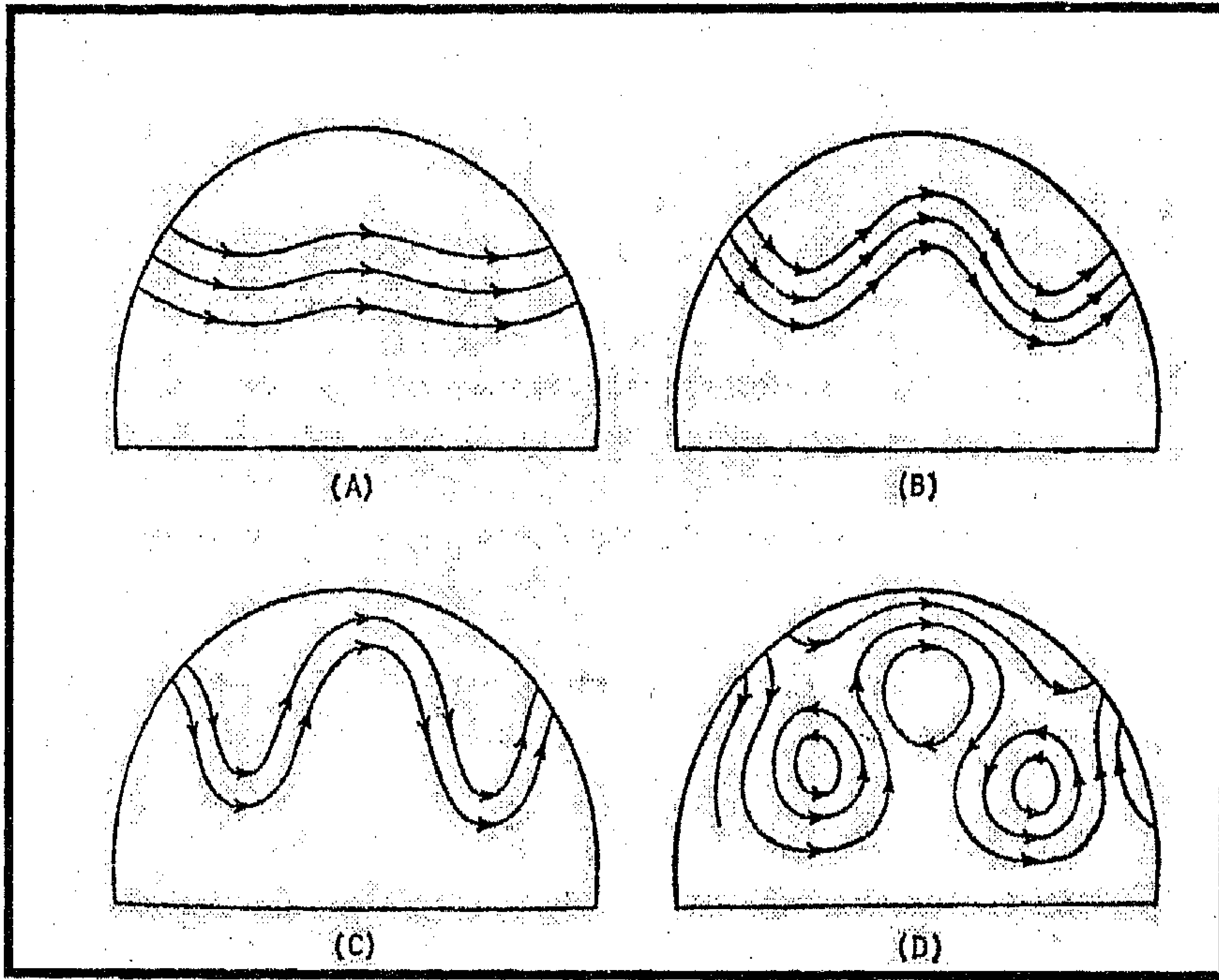
ومن جهة اخرى فأن الامواج القصيرة تكون داخلة ضمن الموجة الطويلة والشكل (66) يوضح تداخل موجة قصيرة ضمن انبعاج (Ridge) الموجة الطويلة، ويلاحظ ان حركة الامواج القصيرة تكون اسرع مقارنة بالموجة الطويلة وتمثل الاقاليم الواقعة اسفل الامواج القصيرة مناطق مفضلة لنشوء المنخفضات الجوية [2].

تؤثر الامواج بشكل كبير على المنظومات السطحية فالقسم الهابط من الموجة يؤدي الى تشكيل مرتفع جوي سطحي اما القسم الصاعد من الموجة فانه يساهم في تكوين منخفض على السطح، بالاظافة الى ذلك فان حركة الرياح ستكون بطيئة ضمن اخدود (Trough) الموجة وسريعة ضمن انبعاج (Ridge) الموجة، وعلية فان عملية انتقال الرياح من الاخدود الى الانبعاج سيؤدي الى تسارع تلك الرياح مكونا منطقة لتفرق (Divergence) الهواء اسفل الذراع الصاعد لأخدود الموجة شكل (67)، وهذه المناطق في الغربيات العليا تمثل مناطق مفضلة لنشوء المنخفضات فوق المدارية (Extratropical Cyclones).

---

[1] Jen-Hu Chang, Atmospheric Circulation Systems and Climates, op. cit., p.150

[2] Roger Pielke Jr, Roger Pielke Sr, Storms, Volume (1), op. cit., p.404



شكل (65)

مؤشر الدورة للغلاف الجوي ضمن المستوى الضغطي (500) ملليبار.

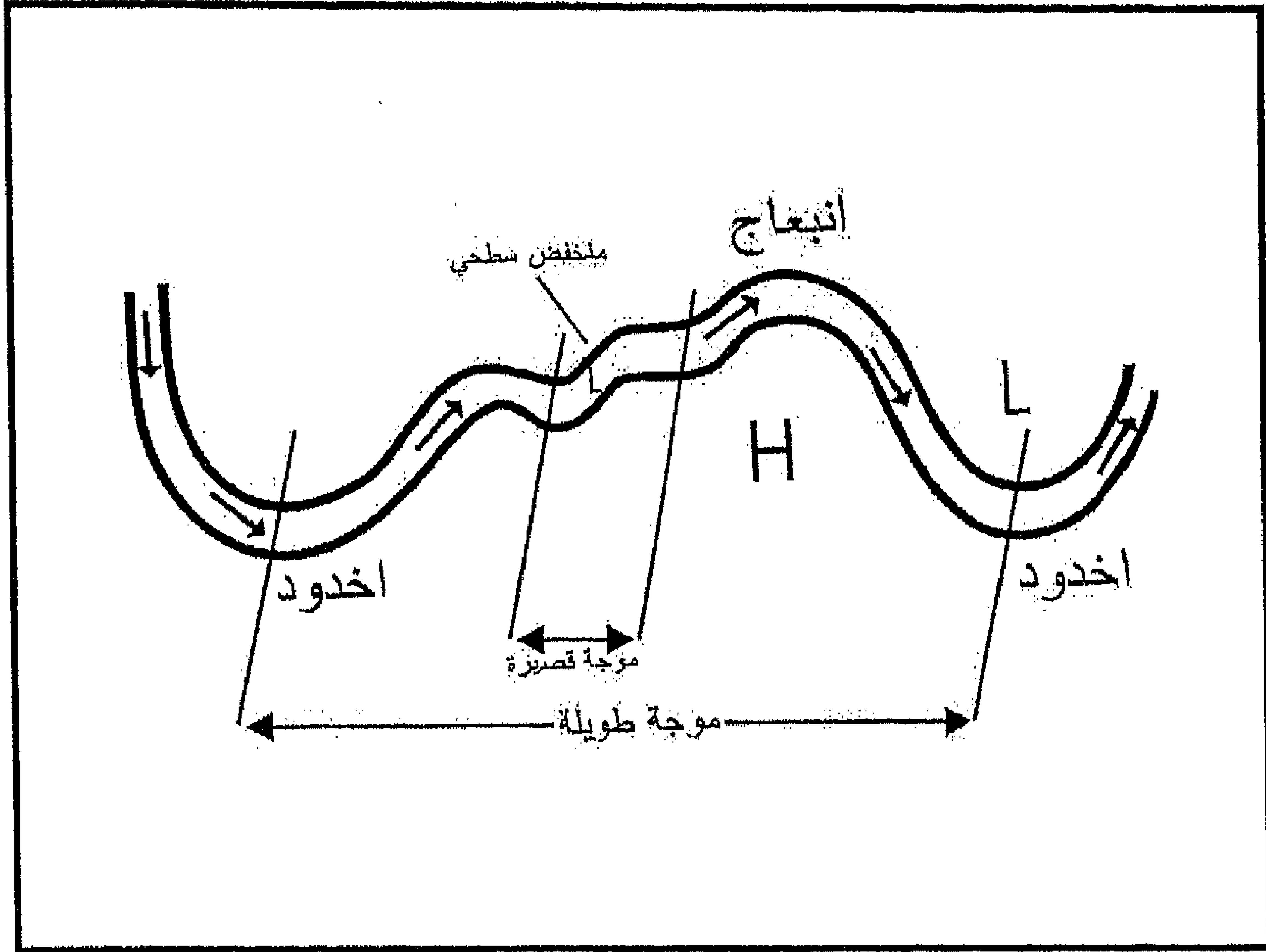
A- مؤشر الدورة العالي .

C- زيادة السرعة والالتواءات في الامواج.

D- مؤشر الدورة المنخفض.

المصدر :

Barry, R.G., and R.J. Chorley, Atmosphere, Weather and Climate, op. cit., p.156

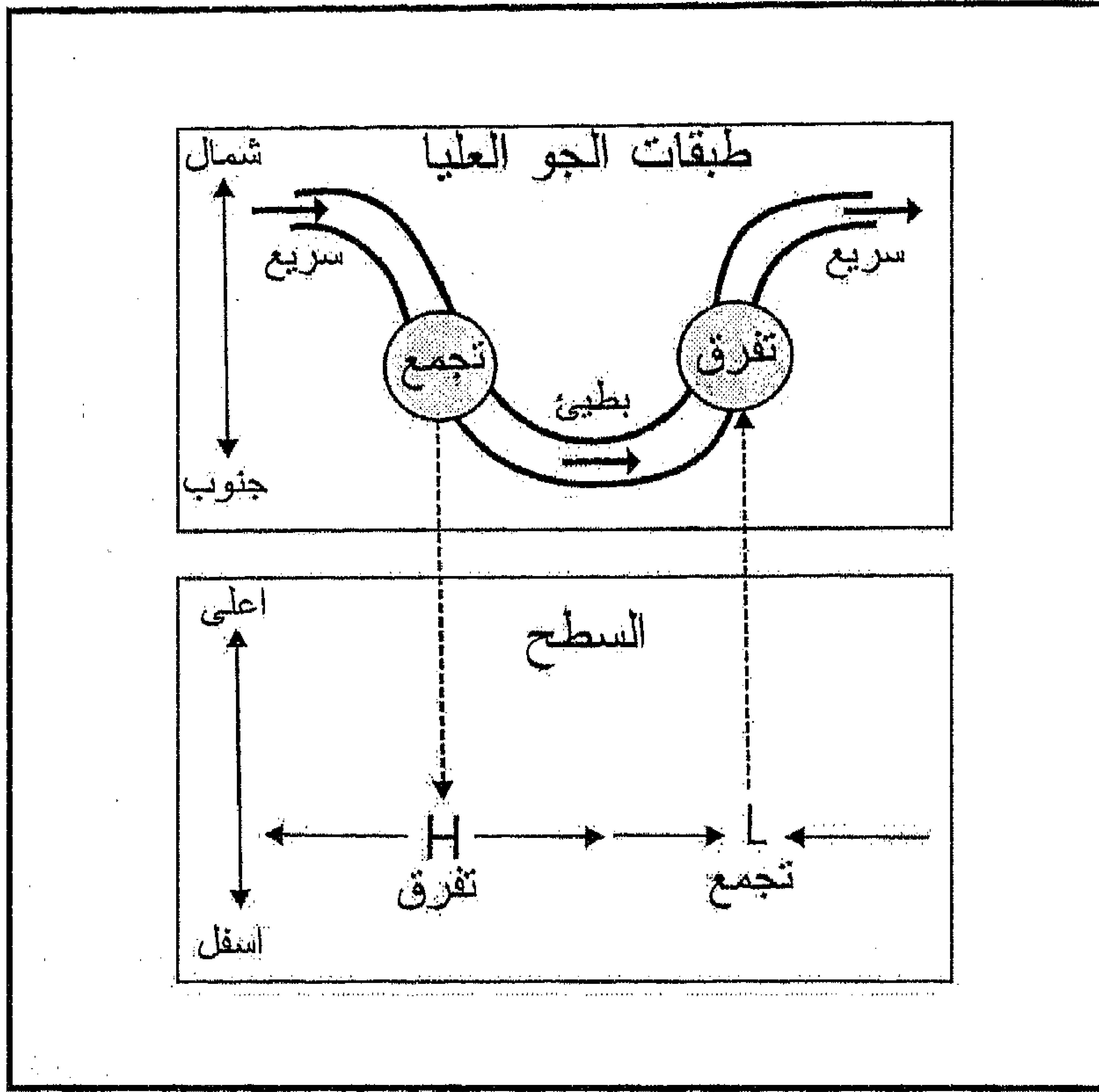


شكل (66)

عملية تداخل موجة قصيرة ضمن موجة طويلة في نصف الأرض الشمالي، والاخدود الذي يمثل المنخفض الجوي العلوي هو توغل للهواء القطبي نحو عروض دنيا، والانبعاج الذي يمثل مرتفع جوي علوي هو توغل للهواء المداري نحو عروض عليا. والقسم الصاعد في الموجة القصيرة تمثل مناطق مفضلة لنشوء المنخفضات السطحية.

المصدر:

, op, cit., (1)Roger Pielke Jr, Roger Pielke Sr, Storms, Volume p.405



شكل (67)

بما أن الرياح تتحرك اسرع ضمن الانبعاج مقارنة بالاخدود، فان منطقة تفرق الهواء ستتكون في شرق الاخدود وعملية تفريغ الهواء في طبقات الجو العليا سيؤدي الى تطور المنخفضات الجوية السطحية. بالمقابل فان المرتفعات الجوية السطحية ستتطور اسفل منطقة تجمع الهواء في غرب الاخدود (شرق الانبعاج). مع ملاحظة ان الشكل العلوي يمثل منظر علوي (خارطة) والشكل بالاسفل يمثل مقطع جانبي.

المصدر:

, op, cit., (1)Roger Pielke Jr, Roger Pielke Sr, Storms, Volume p.405

وبالنسبة للظروف المناخية السطحية الواقعة أسفل هذه الأمواج فأن المنظومات الضغطية السطحية الواقعة أسفل الأمواج الطويلة تميل الى الاستقرارية وسيادة ظروف الجو الحسن مع ميل درجات الحرارة العظمى والصغرى الى الانخفاض، وبشكل عام فأن المرتفعات الجوية السطحية (الباردة) تترافق بصورة أكبر مع الأمواج الطويلة مقارنته بالمنخفضات الجوية السطحية [1].

أما خلال سيادة الأمواج القصيرة فأن الظروف المناخية السطحية تختلف بصورة كبيرة، إذ تصبح المنظومات الضغطية السطحية ذات أحجام أصغر بسبب تعرضها الى الانقسام بتأثير الأمواج القصيرة وتصبح ظروفها المناخية أشد تأثيراً وذات أستمرارية أكبر مقارنته بالمنظومات السطحية للأمواج الطويلة. وتكون درجات الحرارة السطحية مرتفعة ضمن المنظومة السطحية الواقعة أسفل الموجة المتجهة نحو القطب أو ما يطلق عليها بأنبعاج (Ridge) الموجة القصيرة. في حين تسود درجات حرارة سطحية منخفضة ضمن المنظومة السطحية الواقعة أسفل الموجة المتجهة نحو المدار أو ما يطلق عليها بأخدود (Trough) الموجة القصيرة.

العلاقة بين الغربيات العليا والمنخفض الجبهوي [2]:

الشكل (68) يوضح العلاقة بين الهواء العلوي والمنخفض الجبهوي. ففي المرحلة الاولية تتكون موجة ضعيفة (قليلة الانحناء) فوق منخفض سطحي وتكون الموجة العليا على شكل اخدود علوي (Trough)، وضمن هذه المرحلة لا تكون خطوط الايزوبار للمنخفض السطحي مغلقة وانما تكون على شكل خطوط متوازية. يكون الهواء البارد موجودا في غرب الاخدود العلوي وتحديدا خلف الجبهة الباردة السطحية، اما الهواء الدافئ فانه يتواجد في شرق الاخدود العلوي وامام الجبهة الباردة السطحية.

---

[1] سالار علي خضر الدزيي، بشرى أحمد جواد صالح، حسين جبر وسمي الشمري، تأثير مؤشر الدورة العالي (أمواج روسبي الطويلة) على مناخ العراق، مجلة كلية الاداب، جامعة بغداد، العدد (85)، 2008، ص 131-156.

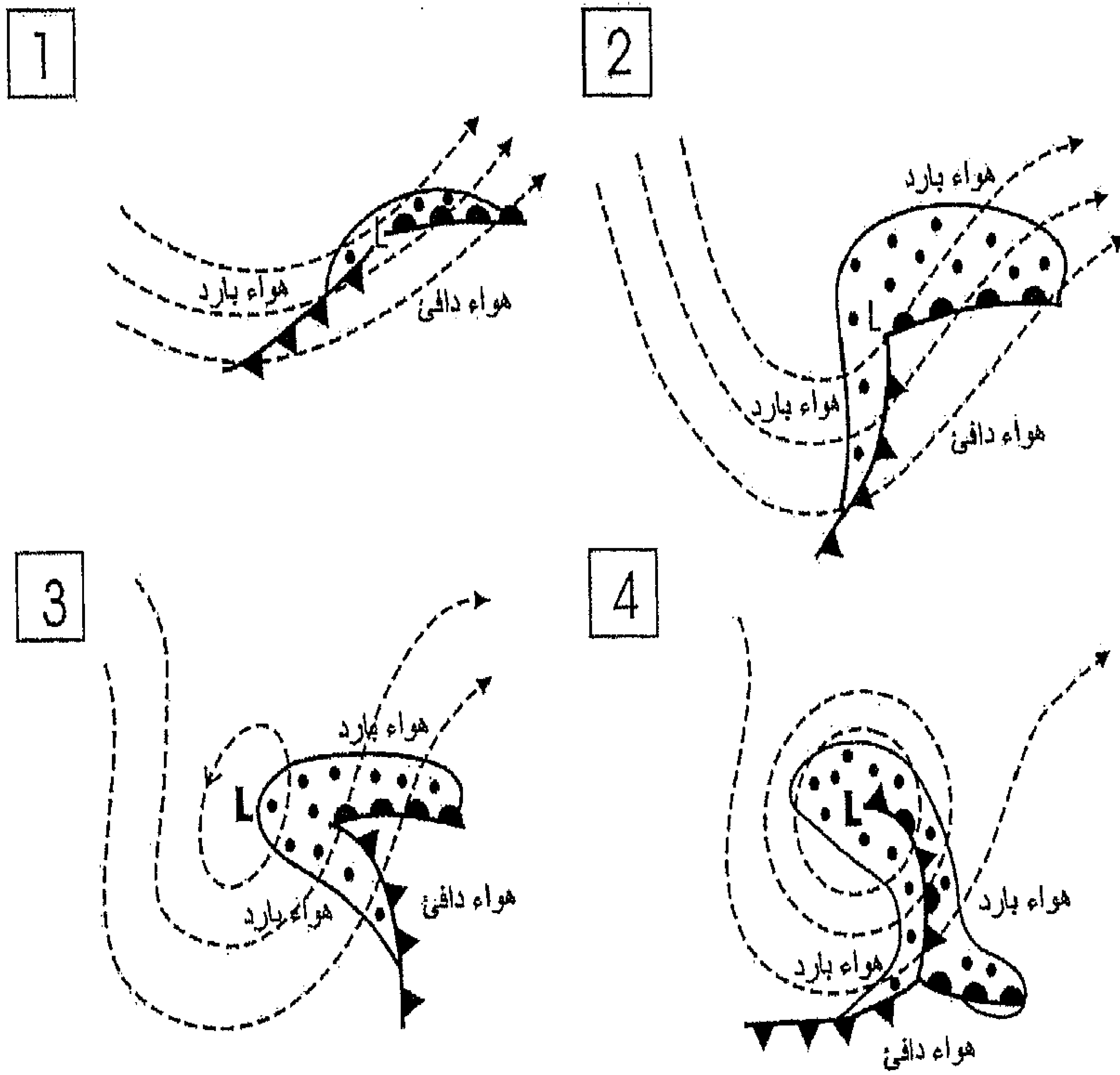
[2] Roger Pielke Jr, Roger Pielke Sr, op, cit, Storms, Volume (1), op. cit., p.408-409

وعندما يبدأ المنخفض الجبهوي السطحي بالنضوج فأن الهواء البارد يندفع جنوبا وشرقا بصورة اسرع من الهواء الدافئ المندفع شمالا، ان عملية تقدم الهواء البارد غرب الاخدود العلوي (خلف الجبهة الهوائية الباردة السطحية) يجعل الهواء اكثر كثافة في المنطقة مقللا بذلك من سمك وعمق الاخدود العلوي، ومن جهة اخرى فان الهواء الدافئ المتقدم سيتواجد على الجانب الشرقي او الجانب الهابط من الاخدود خلف الجبهة الدافئة السطحية.

ان عملية تقدم الهواء الدافئ بهذا الشكل سيؤدي الى تقوية الانبعاج العلوي (Ridge) وعلية فان التاثير الصافي للأختلافات الحرارية للهواء المتقدم الى الغرب والى الشرق سيؤدي الى تعميق الموجة العليا. وفضلا عن هذه التاثيرات الحرارية فانه مع زيادة تعميق الموجة العليا فان عملية التفرق (Divergence) السطحي ستصبح اكثر قوة وفعالية وهذا بالتالي سيؤدي الى تقوية المنخفض السطحي وتبدأ الرياح بالهبوب ولا يقتصر دور الرياح على زيادة الفرق الحراري خلال الجبهة الهوائية بل ان الرياح ستعمل على زيادة عملية التفرق ضمن مركز المنخفض السطحي مما يؤدي الى تنشيط التيارات الهوائية الصاعدة ضمن مركز المنخفض وبالتالي ستتكون الغيوم بشكل كثيف ويحدث التساقط، وعليه فان زيادة تعمق الاخدود العلوي سيؤدي الى تعمق المنخفض السطحي، وعند ذلك يبدأ المنخفض العلوي بالهجرة تدريجيا نحو المنخفض السطحي وذلك عندما يكون المنخفض السطحي كامل النضوج.

وعندما يصل المنخفض السطحي الى المرحلة الاخيرة وهي مرحلة الامتلاء (Occluded) يصبح المنخفض العلوي فوق المنخفض السطحي مكونا امتداد عمودي لمنخفض ممتدا من سطح الارض نحو طبقات الجو العليا، وضمن هذه المرحلة فان عملية انتظام المنخفض العلوي فوق المنخفض السطحي سيؤدي الى تمون تغذية سالبة طالما لا يوجد الية لعملية تفرق الهواء في طبقات الجو العليا تعمل على تفريغ عمود الهواء.

وستعمل جبهة الامتلاء على تساقط الامطار لمدة قصيرة وبعدها سيتبدد المنخفض الجوي السطحي.



شكل (68)

العلاقة بين دورة حياة منخفض جبهوي سطحي والغربيات العليا، المنطقة المنقطة تمثل نطاق التساقط، والخطوط المتقطعة تمثل الغربيات العليا، والجبهة الباردة تتمثل بالمثلثات والجبهة الدافئة تتمثل بانصاف الدوائر.

المصدر:

, (1)Roger Pielke Jr, Roger Pielke Sr, op, cit, Storms, Volume op. cit., p.409

خرائط السمك للمستويين 1000-500 ملليبار 1000-500mb Thickness.

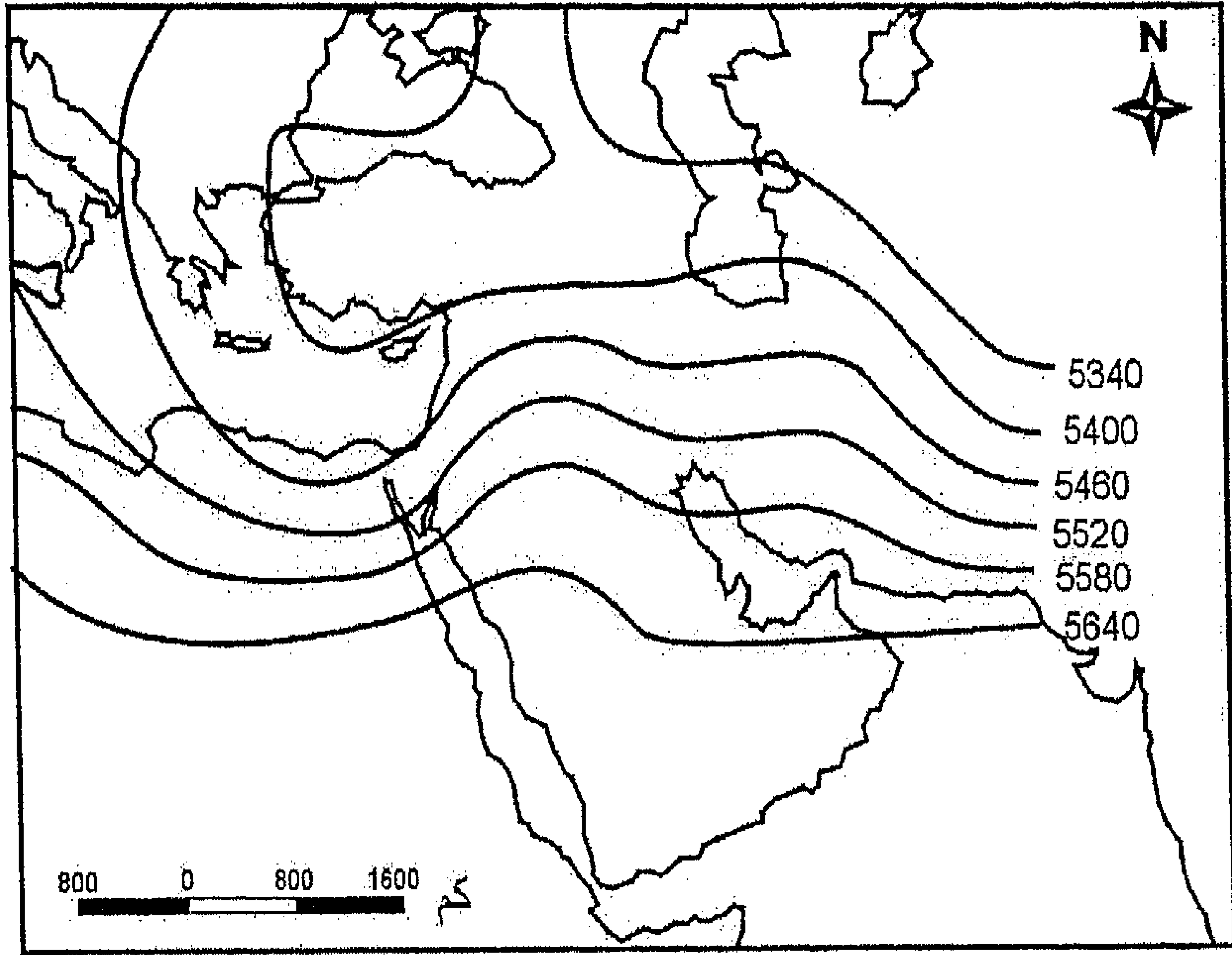
وهي نوع من الخرائط الكنتورية والتي ترسم عليها خطوط تمثل قيمها سمك الطبقة الهوائية الواقعة بين المستويين 1000-500 ملليبار ويعتبر خط السمك 5400 متر من الخطوط المهمة جدا لأنها تحدد الخط الفاصل بين المطر والثلج على الخارطة فالمناطق الواقعة شمال هذا الخط يسود فيها الثلج اما المناطق الواقعة جنوب هذا الخط فالغالب فيها المطر [1]. والخارطة (12) توضح خطوط تساوي السمك.

وتوجد متغيرات عديدة تؤثر على سمك الطبقة الهوائية الواقعة بين المستويين 1000-500 ملليبار ففي حال زيادة السمك فذلك اشارة لأرتفاع درجة الحرارة والمحتوى الرطوبي لهذه الطبقة الهوائية بالمقابل فان قلة سمك هذه الطبقة يعني حصول انخفاض في درجة الحرارة والمحتوى الرطوبي لهذه الطبقة الهوائية. وسمك هذه الطبقة يكون اكبر في العروض المنخفضة بسبب دفء هذه العروض في حين ينخفض سمك هذه الطبقة في العروض العليا بسبب برودة هذه العروض. ومن جانب آخر اذا كانت خطوط تساوي السمك على الخارطة متقاربة ومغلقة فان ذلك اشارة لوجود انحدار حراري كبير (Large Temperature Gradient) في الغلاف الجوي. ومن الخطوط المهمة في هذه الخرائط خط تساوي السمك والبالغ 5100 متر يترافق مع الكتلة الهوائية المتجمدة، في حين يشير الخط 5700 متر الى الكتلة الهوائية المدارية، اما الخط 5400 متر فهو بشكل عام يفصل بين الكتل القطبية وبين الكتل الهوائية في العروض الوسطى [2].

---

1 http://weather.unisys.com/upper_air/ua_cont.php?plot=thi&inv=0&t=cur

2 http://www.theweatherprediction.com/habyhints/148/



شكل (12)

خارطة خطوط تساوي السمك للمستويين 1000-500 ملليبار، الخط ذو القيمة 5640 يعني ان سمك الغلاف الجوي المحصور بين المستويين 1000-500 ملليبار يبلغ 5640 متر، والخط ذو القيمة 5340 يعني ان سمك الغلاف الجوي المحصور بين المستويين 1000-500 ملليبار يبلغ 5340 متر، وكلما اتجهنا نحو القطبين يقل سمك الغلاف الجوي بسبب انكماش الغلاف الجوي بتاثير البرودة، في حين يزداد السمك باتجاه نحو خط الاستواء بسبب تمدد الغلاف الجوي.

خامسا: المستوى الضغطي 300 ملليبار.

معدل ارتفاع هذا المستوى 9000 متر ومعدل درجة حرارته 45-° مئوية وخرائط المستوى الضغطي 300 ملليبار ترسم عليها نوعين من الخطوط الاولى خطوط متصلة تمثل التغيرات في ارتفاع هذا المستوى الضغطي والثانية خطوط متقطعة تمثل سرعة الرياح، وفي هذا المستوى تسجل سرع عالية جدا للرياح بسبب انعدام الاحتكاك بسطح الارض لتتحول هذه الرياح الى تيارات نفاثة تمثل اعلى طاقة في الغلاف الجوي وهي تتكون بتاثير التغيرات الحرارية اسفل واوسط التروبوسفير والتي تعكس مناطق تطور المنخفضات1.

هذا المستوى الضغطي يقع بجوار طبقة التروبوبوز وفي قمة التروبوسفير وحوالي 30٪ من كتلة الغلاف الجوي تقع فوق هذا المستوى، وفي هذا المستوى تحلق العديد من الطائرات وخاصة للرحلات البعيدة2.

ويتغير موقع التيار النفاث ضمن هذا المستوى يوميا وشهريا وفصليا وبشكل عام فان ارتفاع هذا المستوى غير ثابت فهو يكون اكثر ارتفاعا خلال فصل الصيف بسبب تمدد الهواء ويكون اقل ارتفاعا في فصل الشتاء بسبب انكماش الهواء. فقد تصل ارتفاعها شتاءا الى اقل من 8500 مترا لترتفع خلال فصل الصيف الى أكثر من 9600 متر.

---

1 http://weather.unisys.com/upper_air/ua_cont.php?plot=300&inv=0&t=cu

2 http://www.meteor.wisc.edu/~hopkins/aos100/upairmap.htm

سادسا: المستوى الضغطي 200 ملليبار.

معدل ارتفاع هذا المستوى 12000 متر ومعدل درجة حرارته 55-° مئوية تحت الصفر، ان ارتفاعات هذا المستوى تصل احيانا مستوى التروبوسفير وتدخل في طبقة الستراتوسفير خصوصا في فصل الصيف1.

وترسم على خرائط هذا المستوى الضغطي الثابت خطوط الارتفاعات المتساوية وخطوط سرع الرياح المتساوية فالتيار النفاث شبه المداري يكون واضحا جدا على هذا المستوى فبسبب دفئ الهواء وتمدده اسفل التيار شبه المداري لذلك فانه يظهر في هذا المستوى العالي مقارنة ببرودة الهواء وانكماشه اسفل التيار النفاث القطبي لذلك يظهر في مستوى اقل ارتفاعا وهو المستوى الثابت 300 ملليبار.

ومن جانب آخر تستخدم خرائط المستوى 200 ملليبار لرصد التيار النفاث خلال فصل الصيف فبسبب تمد الهواء في هذا الفصل فان التيارات النفاثة تصبح اعلى ارتفاعا، بالمقابل تستخدم خرائط المستوى الضغطي 300 ملليبار شتاءا لرصد التيار النفاث فخلال هذا الفصل ينكمش الغلاف الجوي ويصبح التيار النفاث اقل ارتفاعا لذلك يكون اوضح ضمن المستوى (300) ملليبار [2].

الحاجز الضغطي (Blocking Action):

الحاجز الضغطي مصطلح يطلق على حالة دورانية تتعرض بموجبها اجزاء من الغربيات العليا النطاقية الى الاعاقة بواسطة جريان طولاني قوي ودائمي [3]. أو هو عبارة عن ظاهرة طقسية ذات مقياس كبير(Large-Scale)

---

[1] حازم توفيق العاني، ماجد السيد ولي، خرائط الطقس والتنبؤ الجوي، مصدر سابق، ص 91.

[2] http://www.theweatherprediction.com/charts/300/

[3] Robert D. Elliot, Theodore B. Smith, A Study Of The Effects Of Large Blocking Highs On The General Circulation In The Northern-Hemisphere Westerlies, Journal Of Meteorology, American Meteorological Society, Vol. Volume 6, Issue 2 (April 1949), P.69.

تحدث في العروض الوسطى والعليا ولها تأثير بالغ الاهمية على المناخات المحليـة والاقليمية. ويعرف ايضا بانها ظاهرة يحدث بموجبها انهيار (Breakdown) في الغربيات العليا ضمن طبقة التروبوسفير للعروض الوسطى وغالبا ما تترافق مـع انشطار التيار النفاث ومع الانبعاجات الممتدة ضمن العروض العليا [1].

تاريخ دراسة الحاجز الضغطي:

يعـد (Garriott) اول مـن اسـتخدم مصـطلح الحـاجز (Blocking) وذلك في عام 1904 [2] حيث اطلقها اول الامر علـى مرتفـع جـوي (سـطحي) شبه ثابت الحركة حيث لاحظ ان بعض المرتفعات الجوية تتميـز بحركـة بطيئـة او معدومة الحركة تقريبا.

وخلال عمل الباحث (Robert D. Elliot) في وحدة التنبوء الطويـل المدى التابع لسلاح البحريـة الامريكيـة خـلال سـنوات الحـرب العالميـة الثانيـة (1939-1945)، لاحظ وجود مرتفع جوي لافت للنظر بسـبب التـاثير الـذي فرضة على الغربيات السطحية ولألقاء نظرة على الظواهر الطقسية لهـذا المرتفـع ومحاولة التنبوء بها قدمت وحدة التنبوء الطويل دعم مـالي لأجـراء بحـث حـول هذا المرتفع الجوي السطحي، وبالفعل اجري البحث ونشر عام 1949 من قبـل كل من (Robert D. Elliot) و (Theodor B. Smith) تحت عنوان دراسة حول تاثير المرتفعات الحاجزيـة الواسـعة (Large Blocking Highs) علـى الدورة العامة الهوائية لغربيات نصف الأرض الشمالي [3].

---

[1] Fei Huang, Xiaoyan Tang, S. Y. Lou, Cuihua Lu, Evolution Of Dipole-Type Blocking Life Cycles: Analytical Diagnoses And Observations, Journal Of The Atmospheric Sciences, Volume 64, American Meteorological Society, 2007, P.52

[2] Harald Lejenäs,. And Hans Økland, Characteristics Of Northern Hemisphere Blocking As Determined From A Long Time Series Of Observational Data, *Tellus,* 35a, 1983, P. 350.

3Robert D. Elliot, Theodore B. Smith, op. cit., P.67-85.

ثم قدم الباحث (Rex) [1] خلال العامين 1950-1951 ثلاثة بحوث حول الحاجز الضغطي والتي تعد اول الدراسات التي اهتمت بالتاثيرات المناخية للحاجز الضغطي على اوربا واوضح هذا الباحث ان الحاجز الضغطي يتشكل اولا في المستوى الضغطي (500) ملليبار ثم تنتقل تاثيراتها الى السطح اذ تعمل على ابطاء حركة المرتفعات الجوية وتؤدي الى انحراف المسارات الاعتيادية للمنخفضات الجوية.

ونظرا للتأثير الكبير الذي يفرضة الحاجز الضغطي ولاسيما الظروف الجوية غير الاعتيادية المرافقة معه فقد اجريت العديد من الدراسات الخاصة بالحاجز الضغطي على الصعيد العالمي.

ثم ظهرت الدرسات الخاصة بطبقات الجو العليا وتبين ان السبب في بطء حركة المرتفع الجوي (السطحي) يعود الى طبيعة الامواج ضمن المستوى الضغطي (500) ملليبار ومن ذلك الوقت اطلق مصطلح الحاجز الضغطي على انماط معينة تعتري الامواج العليا او ما يسمى بأمواج روسبي.

اي ان مصطلح الحاجز الضغطي (Blocking Action) يستخدم للأشارة الى الحاجز المتكون ضمن امواج روسبي اما مصطلح (Blocking High) فيستخدم للأشارة الى المرتفع السطحي الواقع اسفل الحاجز المتكون في امواج روسبي.

واستطاع الباحثين من اكتشاف عدة انماط للحاجز الضغطي وهي تتراوح بين ثلاثة انماط هي اولا الحاجز احادي القطب (Monopole-type Blocking) ويسمى ايضا بحاجز أوميغا (Ω)، والثاني الحاجز ثنائي القطب (Dipole-type Blocking) والثالث الحاجز متعددة الأقطاب

[1] Daniel F. Rex, Blocking Action In The Middle Troposphere And Its Effect Upon Regional Climate, II, The Climatology of Blocking Action, *Tellus* 2, 1950, P.275-301.

(Multipole-type Blocking). ويعتبر الحاجز احادي القطب اول الانـواع التي تم كشفها وذلك من خلال الباحث (Rex) في عام (1950).

وقد وضعت العديد من المقاييس لتحديد الحاجز الضغطي لمجموعـة مـن الباحثين في كل نصفي الكرة الشمالي والجنوبي وهي كالاتي [1]:

اولا: نصف الارض الشمالي (Northern Hemisphere).

الباحث (Rex 1950).

1. تعـرض الغربيـات ضـمن المسـتوى الضـغطي (500) ملليبـار للأنشطار.
2. يجب ان ينقل التياران المنشطران كتل هوائية يمكن تقديرها.
3. التياران المنشطران يجب ان يمتدا على الاقل مابين 45° خط من خطوط الطول.
4. يجب ان يستمر الحاجز الضغطي على الاقل 10 ايام مستمرة.

الباحث (Treidl 1981).

1. يجب ان تظهر خطوط الحرارة المتساوية مغلقة حول مركز المرتفع الجـوي في آن واحد ضمن المستوى الضغطي (500) ملليبـار وضـمن السـطح. بالاظافة الى انشطار الغربيات العليا الى تيارين.
2. يجب ان يظهر المرتفع الجوي شمال دائرة عرض 30° شمالا.
3. الحد الادنى لبقاء المرتفع الجوي يجب ان يكون 5 ايام .

ثانيا: نصف الارض الجنوبي (Southern Hemisphere).

الباحث (Van Loon 1956).

---

[1] M. J. Coughlan, A Comparative Climatology Of Blocking Action In The Two Hemispheres, Australian Meteorological Magazine, 31(1983), P.13.

1. ازاحة الحاجز الضغطي والتي تتحدد من خلال حركة مركز المرتفع الجوي يجب ان تكون اقل من 25° خط من خطوط الطول وضمن دائرة عرض 45° جنوبا وخلال عمر الحاجز الضغطي.
2. مركز المرتفع الحاجزي (Blocking High) يجب ان يكون على الاقل واقعا عشرة درجات من دوائر العرض جنوب حزام المرتفع شبه المداري.
3. يجب ان ينشطر تيار الغربيات ضمن المستوى الضغطي (500) ملليبار الى فرعين.
4. يجب ان يكون الانبعاج ضمن المستوى الضغطي (500) ملليبار وعلى دائرة عرض 45° جنوبا ان لا تقل حركتة عن 20° من خطوط الطول وخلال كل اسبوع وعلى ان لا تتجاوز30° من خطوط الطول وخلال العمر الكلي للحاجز الضغطي.
5. انبعاج الضغط العالي على خط طول الحاجز الضغطي يجب ان يكون على الاقل 7 درجات جنوب الموقع الاعتيادي لحزام المرتفع شبه المداري.
6. واخيرا يجب ان يستمر الانبعاج ضمن المستوى الضغطي (500) ملليبار على الاقل 6 ايام.

التأثيرات المناخية للحاجز الضغطي:

اثناء سيادة الحاجز الضغطي على اقليم معين فان احوال طقسية غير اعتيادية ستحدث، بحيث تستمر هذه التغيرات في الطقس لأيام بل وحتى لأسابيع، علما بان هذه التغيرات الطقسية تعتمد على موقع الاقليم من الحاجز الضغطي فعلى سبيل المثال اذا امتد محور (Axis) انبعاج الحاجز الضغطي في شرق المحيط الأطلسي فأن الجزر البريطانية ستتأثر بكتلة قطبية عميقة قادمة من الشمال مع زخات مطرية، ثم بعد ذلك يسود طقس ممطر وبارد في غير موسمه.

ومن جانب آخر اذا امتد محور انبعاج الحاجز الضغطي مابين خطي طول 10° غربا و 10° شرقا فان الطقس يكون حسنا ودافئا وفي غير موسمه ايضا [1].

ومن الممكن ان يتسبب الحاجز الضغطي في شذوذ مناخي قاسي قصير المدى مما يتسبب في خسائر اقتصادية كبيرة فعلى سبيل المثال تسبب الحاجز الضغطي في جفاف شديد في عام 1976 في المملكة المتحدة والمناخ البارد جدا على شرقي الولايات المتحدة والجفاف واسع الانتشار في الغرب خلال شتاء 1976-1977 مما تسبب في خسائر اقتصادية بلغت 40 مليار دولار [2].

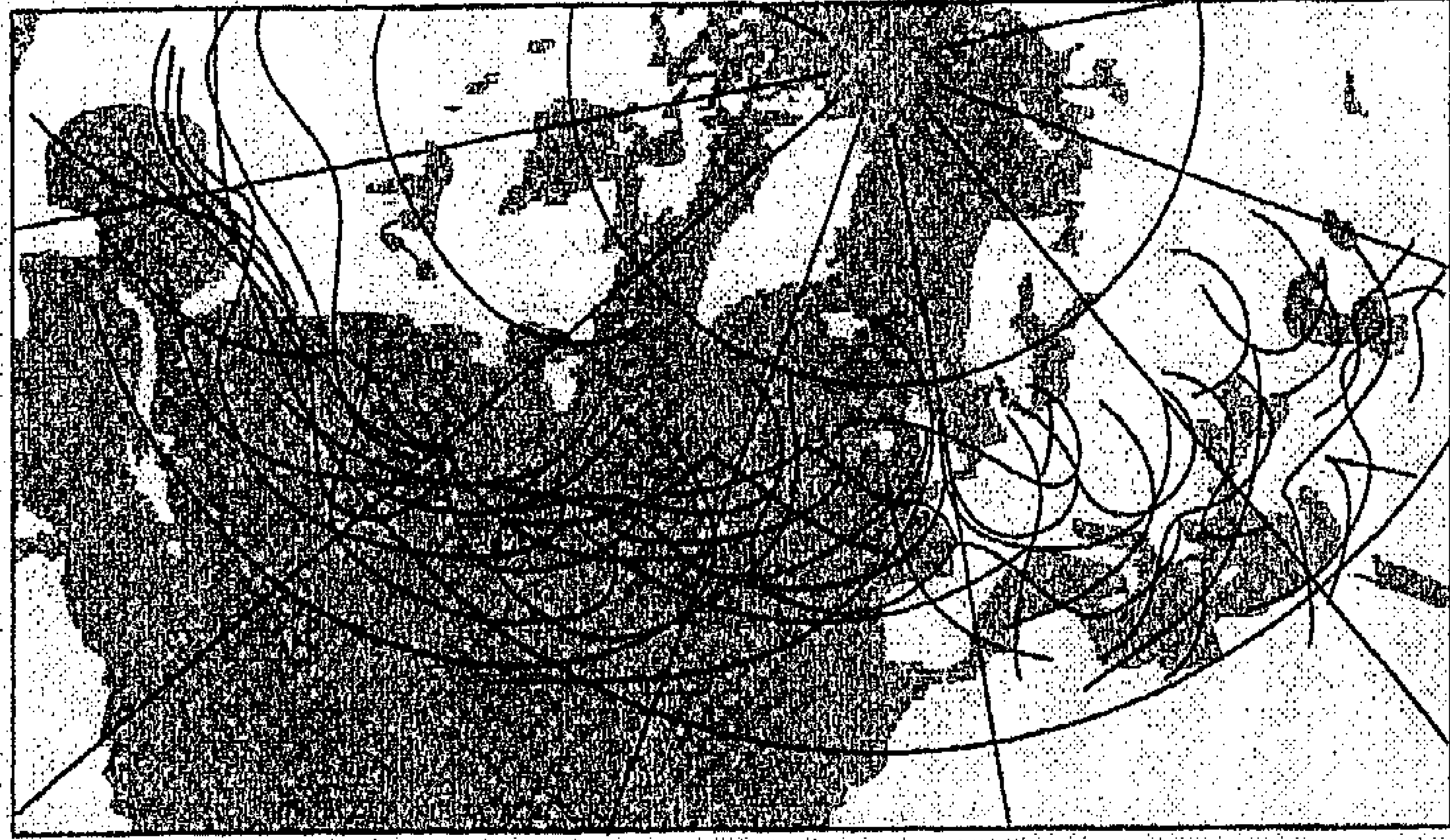
ان التغيرات الطقسية المصاحبة للحاجز الضغطي ناتجة عن التغيرات في كل من الغربيات العليا وفي مسارات المنخفضات الجوية شكل (32)، فبالقرب من المرتفع الحاجزي فان الاوضاع تكون دافئة وجافة بشكل غير اعتيادي نتيجة لعمليات الهبوط على مقياس كبير داخل المرتفع الجوي. وبعيدا عن مركز المرتفع الجوي فان الحركة الدورانية للهواء داخل المرتفع الجوي ستعمل على سحب طقس بارد من شرق المرتفع باتجاه خط الاستواء وبالمقابل سيعمل الجانب الغربي من المرتفع على سحب طقس دافئ باتجاه القطب وهذه العملية تستمر لحين ينعكس الانحدار الحراري بين القطب والاستواء حيث يستقر الهواء الدافئ في عروض عليا ويستقر الهواء البارد في عروض دنيا ضمن اقليم المرتفع الحاجز السطحي.

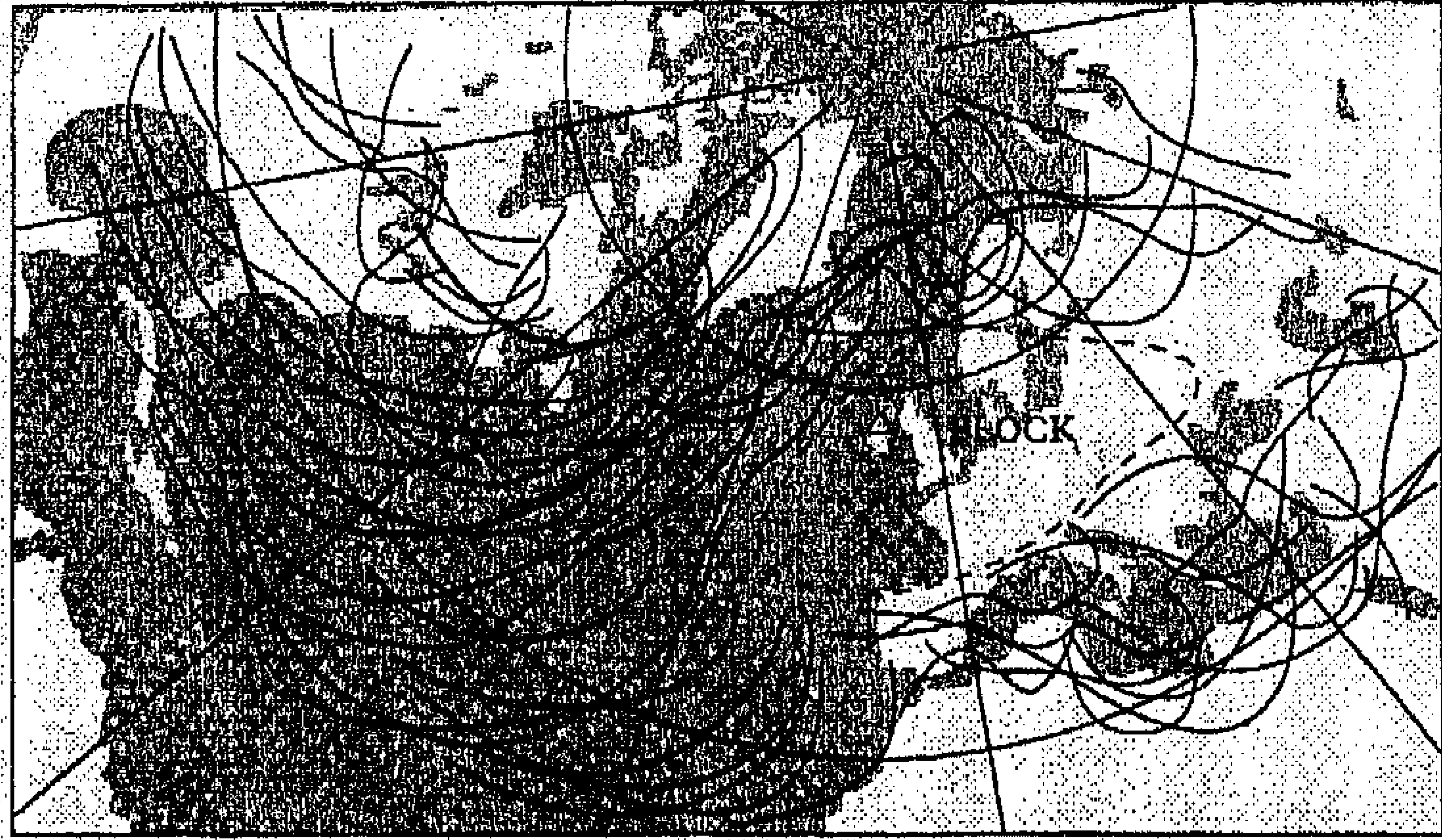
[1] D. H. McIntosh, A.S. Thom, Essentials Of Meteorology, Taylor & Francis Ltd, London, 1981, P.156.

[2] Steven H. Schneider, Encyclopedia Of Climate And Weather, Volume 1, op. cit., P.95.

بالاضافة الى ان المنخفضات الجوية تتعرض الى الانحراف عن مسارتها الطبيعية وتميل للدوران حول اقليم المرتفع الحاجزي مما يؤدي الى تناقص الامطار محددا بذلك من التغيرات في درجات الحرارة التي تحدث بتاثير مرور المنخفضات الجوية وجبهاتها الهوائية. والخارطة (a-13) يوضح المسار الطبيعي للمنخفضات الجوية على غرب اوربا، اما في الخارطة (13-b) والتي تتمثل في سيطرة مرتفع حاجزي على غرب اوربا كيف فأن المسار الطبيعي للمنخفضات الجوية يتعرض للأنشطار ويلتف حول المرتفع الحاجزي من الشمال ومن الجنوب مما يتسبب في نشوء مسارين جديدين للمنخفضات الجوية الاول شمالي والثاني جنوبي ووجد ان المنخفضات الجوية عندما تصل الى المرتفع الحاجزي من الغرب تميل الى بطيء في حركتها باتجاه الشرق ثم يتعرض الى الامتداد طوليا ثم بعد ذلك ينشطر مسار المنخفضات الى شطرين مما يؤدي الى نشوء منطقتين جديدتين لتوالد المنخفضات الجوية الاول في شرق كرينلند والثاني فوق البحر المتوسط [1]

[1] Steven H. Schneider, Encyclopedia Of Climate And Weather, Volume 1, op. cit., P.95-97.





خارطة (13)

موقع الجبهات الهوائية اليومي (10 ايام) خلال مدتين. (a) المسار الطبيعي للمنخفضات الجبهوية (b) مسار المنخفضات الجوية خلال سيادة الحاجز الضغطي.

المصدر:

Steven H. Schneider, Encyclopedia Of Climate And Weather, Volume 1, op. cit., P.97.

التوزيع الجغرافي للحاجز الضغطي:

يختلف التوزيع الجغرافي المكاني والزماني للحاجز الضغطي ما بين نصفي الارض الشمالي والجنوبي. ففي نصف الارض الشمالي [1] يظهر الحاجز الضغطي ضمن المستوى الضغطي (500) ملليبار في نطاقين ضيقين الاول فوق المحيط الاطلسي على خط طول 10° غربا، والثاني فوق المحيط الهادئ على خط طول 150° غربا. ووجد ايضا ان 68 ٪ من تكرارات الحاجز الضغطي فوق المحيط الاطلسي يظهر ما بين خطي طول (5° شرقا) و (25° غربا)، كما ان 60 ٪ من تكرارات الحاجز الضغطي فوق المحيط الهادئ يظهر ما بين خطي طول (135° غربا) و (165° غربا).

ومن جانب آخر فان مدة بقاء الحاجز الضغطي فوق المحيط الاطلسي يتراوح بين 10 الى 41 يوم اما على المحيط الهادئ فان مدة البقاء تصل الى 12 يوم وبشكل عام يتراوح مدة بقاء الحاجز الضغطي في نصف الارض الشمالي بين 12 الى 16 يوم في كل من المحيطين الاطلسي والهادئ. كما ان ظهور الحاجز الضغطي في المحيط الاطلسي يفوق ظهوره في المحيط الهادئ بنسبة 1:2.

اما بالنسبة للتكرارات الشهرية والفصلية فان الحاجز الضغطي فوق المحيط الهادئ ينعدم ظهوره كليا للمدة من آب الى ايلول ليسجل اعلى ظهور شهري خلال المدة من نيسان الى مايس. اما فوق المحيط الاطلسي فأن الحاجز الضغطي يظهر في جميع اشهر السنة ولكن اقل ظهور يسجل خلال المدة من تموز الى ايلول ليصل الى اعلى ظهور خلال المدة من نيسان الى مايس.

اما في نصف الارض الجنوبي فقد توصل الباحث (Van Loon) من خلال دراسته للحاجز الضغطي وعلى الخرائط السطحية فقط حيث اكتشف ثلاثة اقاليم رئيسية لظهور الحاجز الضغطي الاول في شرقي استراليا جنوب غرب الهادئ والثاني جنوب غرب المحيط الاطلسي (جزر الفوكلاند جنوب جزر

---

[1] Daniel F. Rex, Blocking Action In The Middle Troposphere And Its Effect Upon Regional Climate, II, op.cit., P.279-281.

جورجيا) والاقليم الثالث في جنوب غرب المحيط الهندي (ماريون، جزر كروزيت) ووجد ان الموسم المفضل لظهور الحاجز الضغطي يكون في اواخر فصل الشتاء وبداية فصل الربيع [1].

نظريات نشوء الحاجز الضغطي:

لحد الان لا تفسير متفق عليه من قبل الباحثين حول اسباب نشوء وتكون الحاجز الضغطي، فبعضها تعلل تكون الحاجز الضغطي بتاثير العامل التضاريسي وتحديدا الكتل الجبلية العالية التي تعمل على التشويش على مسارات الغربيات العليا، الا ان الدرسات الشمولية وجدت ان الحاجز الضغطي يبدأ بالتكون عندما يتقدم هواء دافئ ذات دورانية كامنة منخفضة والتي تنشأ في عروض شبه مدارية ثم تتقدم نحو عروض عليا، وهذه العملية تحدث بشكل نموذجي على الجانب الشرقي من انبعاج عميق ومتطاول ضمن طبقات الجو العليا [2].

ووجد ايضا ان الحاجز الضغطي يتكون عندما تعمل امواج طويلة عليا ثابتة (Stationary) على البقاء مدة من الزمن مما يؤدي الى شطر التيار النفاث بحيث يكون فرع في شمال الحاجز وفرع في جنوبه، واشارت دراسات اخرى الى دور الفروق بين درجات حرارة سطح البحر في تكوين الحاجز الضغطي.

ومن النظريات الاخرى هو اختلاف سرعة الغربيات فاحيانا يكون القسم الشمالي ابطئ من القسم الجنوبي من التيار مما يؤدي الى انشطار التيار الرئيسي للغربيات فالقسم الجنوبي يبقى موازيا لدوائر العرض اما القسم الشمالي فسوف يتعرض للألتواء بسبب بطئ حركته وبالتالي يتحول الى انبعاج شديد الالتواء، اما اذا كان القسم الجنوبي من الغربيات ابطئ من القسم

[1] M. J. Coughlan, A Comparative Climatology Of Blocking Action In The Two Hemispheres, op.cit., p.5.
[2] Steven H. Schneider, Encyclopedia Of Climate And Weather, Volume 1, op. cit., p.98.

الشمالي فعندئذ سيتعرض للألتواء على شكل اخدود في حين يبقى القسم الشمالي من التيار موازيا لدوائر العرض. ويبقى السؤال ما الالية التي تجعل السرعة تختلف بين القسم الشمالي والجنوبي من الغربيات العليا بحيث يؤدي الى انشطارها ولابد من وجود متغيرات سواء على سطح الارض او فوق مستوى الحاجز تسبب في هذه العملية.

انواع الحاجز الضغطي Types of Blocking:

ان اكثر انواع الحاجز الضغطي شيوعا هي ثلاثة انواع وهي كالآتي [1]:

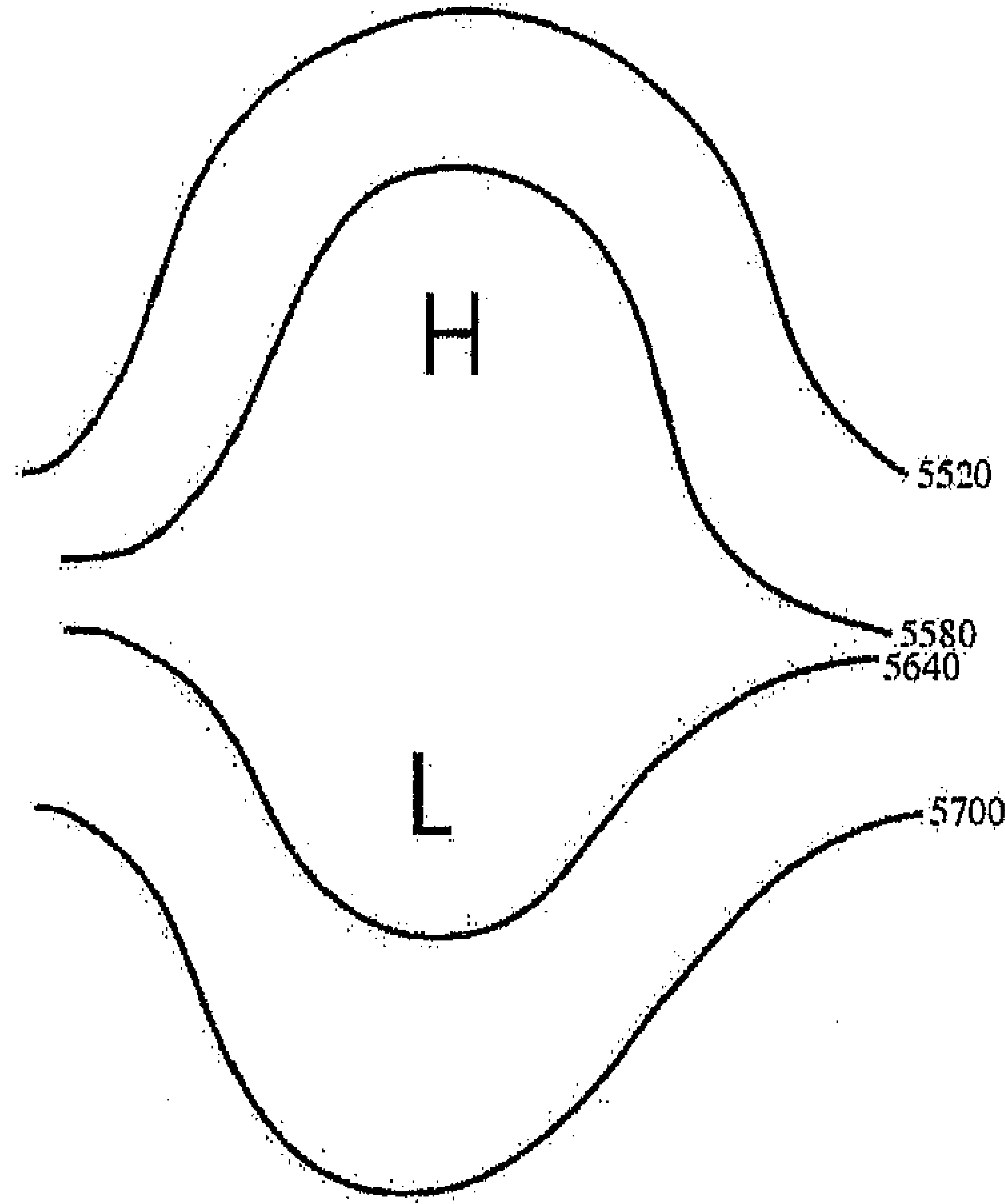
1. نوع مرتفع فوق منخفض High-over-Low Block.
2. نوع الحاجز اوميغا Omega Block.
3. نوع الحاجز الثابت Stationary او الانبعاج شديد الالتواء High-Amplitude Ridge

[1] Howard B. Bluestein, Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, volume 2 op. cit., p.79.

وفيما سيأتي سنناقش كل نوع من هذه الانواع:

اولا: نوع مرتفع فوق منخفض High-over-Low Block:

في نصف الارض الشمالي يظهر هذا النوع على الساحل الغربي لأوربا وشمالي اوربا ويسمى هذا النوع ايضا بالتيار المنشطر (Split Flow) باعتبار ان التيار الاصلي للغربيات يتعرض للأنشطار بتاثير الحاجز شكل (69) وهناك متغيرات جغرافية عديدة تعمل على شطر الغربيات مثل الاختلافات الافقية في التسخين لسطح الارض او بتاثير التضاريس الأرضية العالية.



شكل (69)

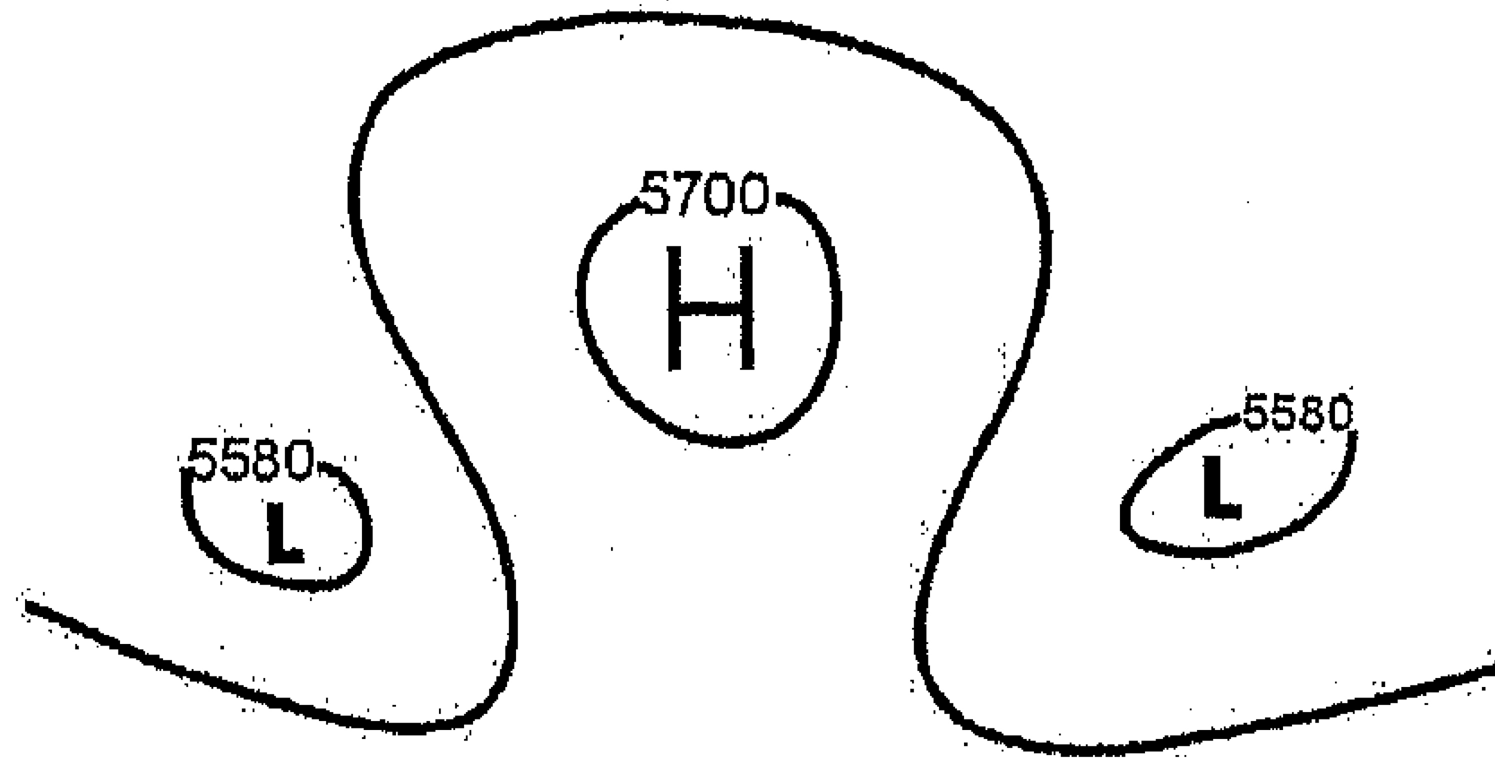
الحاجز الضغطي نوع مرتفع فوق منخفض في نصف الارض الشمالي ضمن المستوى الضغطي 500 ملليبار

المصدر:

Howard B. Bluestein, Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, op.c.it, p.80.

ثانيا: نوع الحاجز اوميغا Omega Block:

تتخذ الغربيات العليا ضمن هذا النوع من الحاجز شكل الحرف الاغريقي Ω شكل (70) حيث يكون مؤلفا من انبعاج في الوسط ويحيط به منخفضين جويين ضمن المستوى الضغطي 500 ملليبار.



شكل (70)

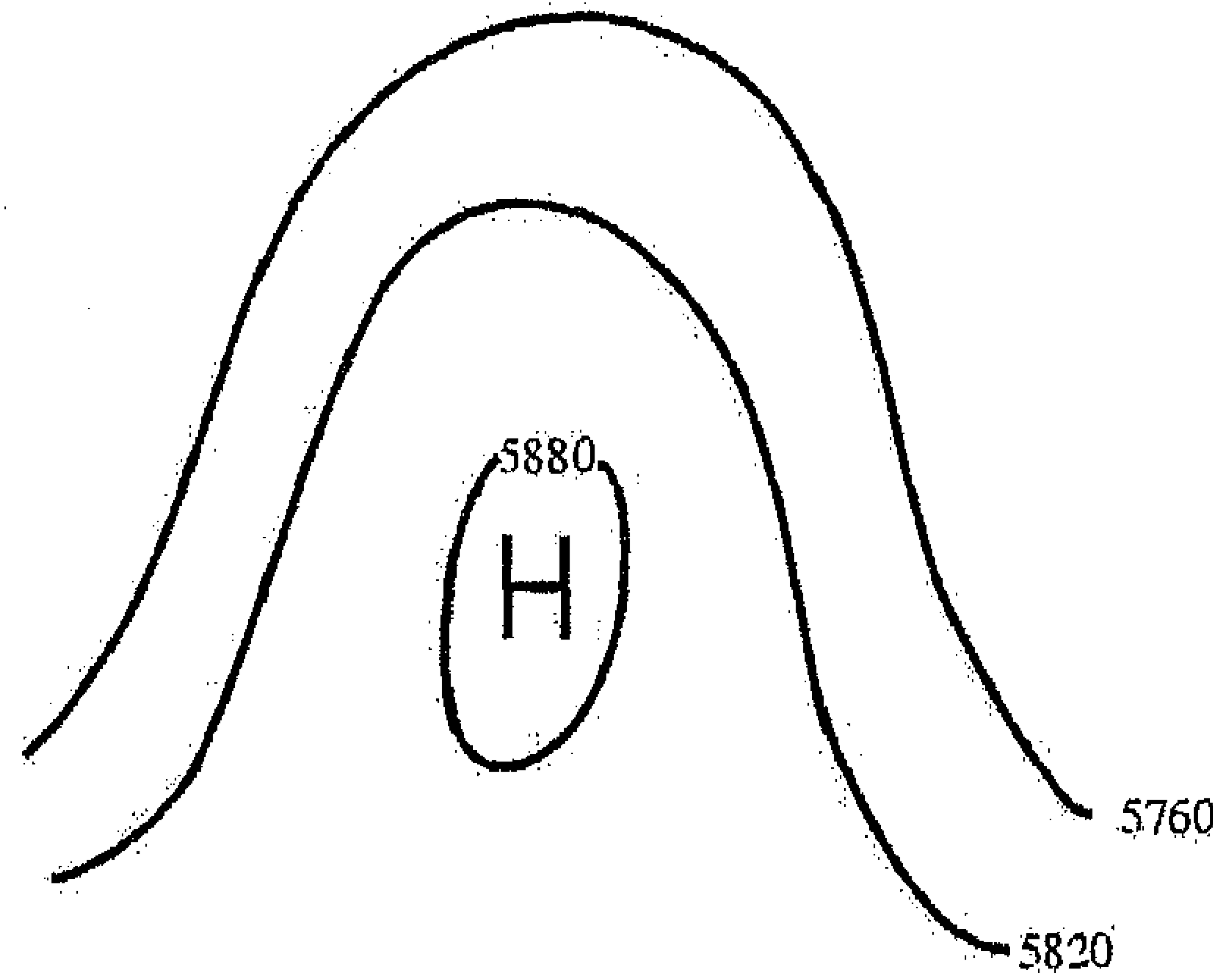
الحاجز الضغطي نوع اوميغا في نصف الارض الشمالي ضمن المستوى الضغطي 500 ملليبار

المصدر:

Howard B. Bluestein, Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, op.cit., p.80.

ثالثا: نوع الحاجز الثابت Stationary او الانبعاج شديد الالتواء High-Amplitude Ridge:

النوع الثالث من الحاجز الضغطي يكون على شكل انبعاج شديد الالتواء والذي يصاحبه جو حار وجاف وخانق شكل (71).



شكل (71)

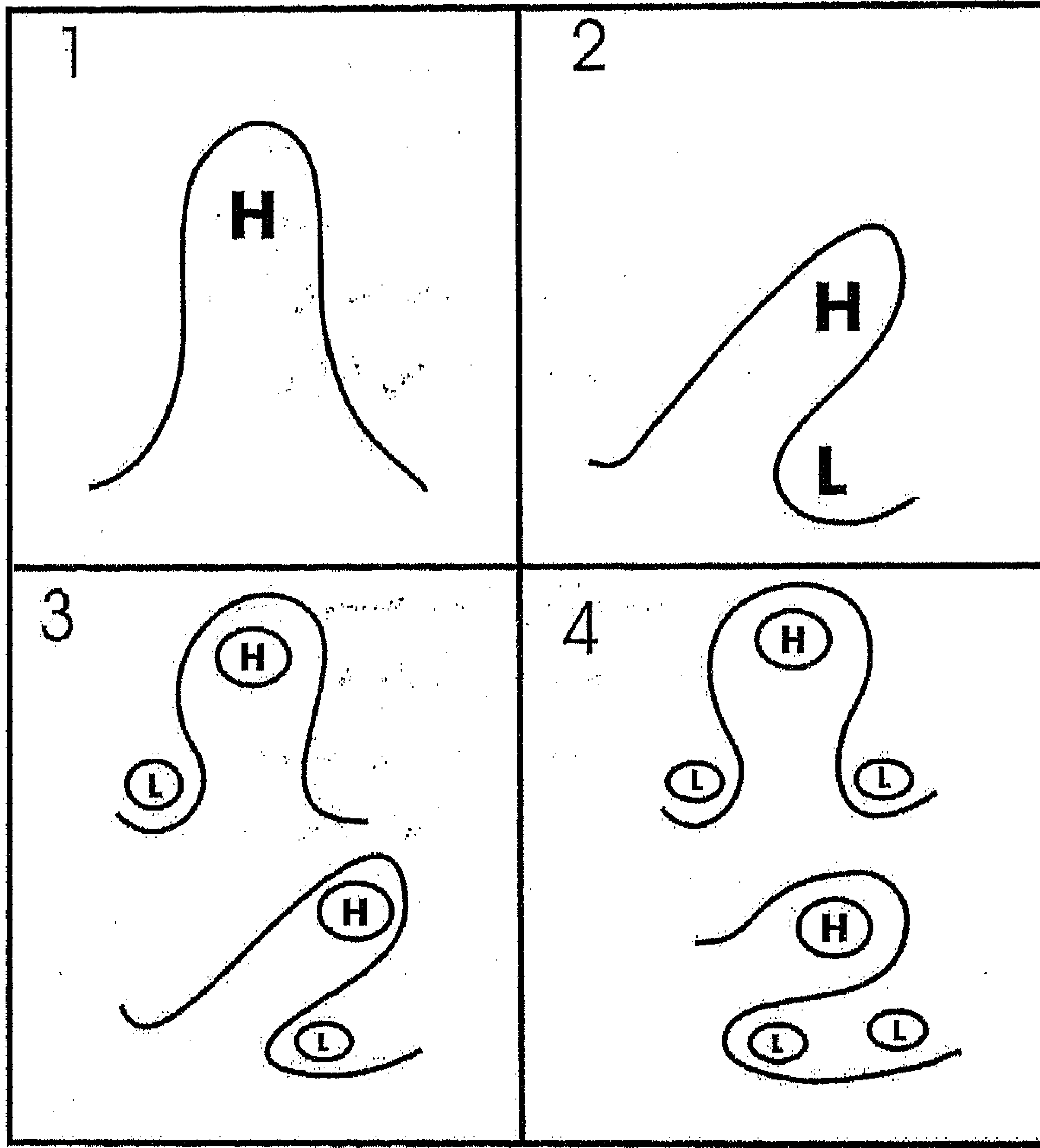
الحاجز الضغطي نوع الثابت في نصف الارض الشمالي ضمن المستوى الضغطي 500 ملليبار

المصدر:

Howard B. Bluestein, Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, op.cit., p.80.

وقدم جيب (Geb) عام 1966م [1] مجموعة من الانواع المختلفة للحاجز الضغطي ضمن المستوى الضغطي 500 ملليبار وكما موضح في الشكل (72)، وعلى الرغم من ان النوع رقم (1) و(2) هما في الاصل انبعاج واخدود الا ان (Geb) اعتبرهما من اشكال الحاجز الضغطي. واتضح من خلال دراسة قام بها بيري (Perry) ان الايام الحارة في بريطانيا والتي تتجاوز درجة حرارتها 32° مئوية تتزامن مع تواجد الانواع (2-3-4) من الحاجز الضغطي، اما النوع رقم (1) فدورة قليل جدا في تكوين الايام الحارة على الجزر البريطانية.

[1] A. Perry, Blocking patterns during hot weather in Britain, Weather, Published by Royal Meteorological Society, Vol. XXII, No.10, October 1967, p.422



شكل (72)

مجموعة انواع من الحاجز الضغطي ضمن المستوى الضغطي 500 ملليبار

المصدر:

A. Perry, Blocking patterns during hot weather in Britain, op. cit., p.422

التيارات النفاثة (Jet Streams):

التيار النفاث هو تيار هوائي شديد السرعة ضيق محمول فوق محور شبه افقي في اعلى طبقة التروبوسفير او في الستراتوسفير ويتميز بقص ريحي عامودي وجانبي شديدين. والتيار النفاث النموذجي يبلغ طولة عدة الالاف من الكيلومترات وعرضة عدة مئات من الكيلومترات وبعمق لعدة كيلومترات، يبلغ القص الريحي العمودي في التيار النفاث حوالي من 5 الى 10 متر/ ثانية لكل واحد كيلومتر عاموديا، اما القص الريحي الجانبي فيبلغ 5 متر/ ثانية لكل 100 كيلومتر افقيا وتم ملاحظة سرعة رياح تبلغ 500 كم/ ساعة في التيار النفاث قرب طبقة التروبوبوز [1].

اكتشف التيار النفاث في منتصف عشرينات القرن العشرين من خلال الابحاث التي قام بها الانوائي الياباني (Wasbure Ooishi) الذي كان يعمل مديرا لمرصد طبقات الجو العليا في مدينة (Tateno) والتي تبعد 60 كم الى الشمال الشرقي من العاصمة طوكيو، اذ تعد دراسته اول الدراسات التي ركزت على الرياح العليا، فمن خلال تجربة قام بها بتاريخ 2 كانون الاول عام 1924 باستخدامه منطاد ومراقبة سرعته واتجاهه من الارض باستخدام جهاز الثيودولايت (Theodolite.) اكتشف وجود رياح غربية عالية السرعة على ارتفاع 9000 متر من سطح الارض ولاحظ من خلال تجربته ان اتجاه الرياح السطحية كانت غربية ثم تحولت على ارتفاع 500 متر الى شمالية ثم تحولت الى شرقية ضمن ارتفاع 700 متر ثم الى غربية الاتجاه من الارتفاع 1000 متر ولغاية 9000 متر، وخلال المدة من آذار 1923 ولغاية شباط 1925 قام بـ 1288 تجربة بالمناطيد لقياس الرياح العليا وبحسب فصول السنة الاربعة، وتوصل الى ان اعلى سرع للرياح الغربية العليا تسجل خلال فصل الشتاء2.

---

[1] Steven H. Schneider, Encyclopedia Of Climate And Weather, op. cit., P.455.

[2] John M. Lewis, Ooishi's Observation Viewed In The Context of Jet Stream Discovery, American Meteorological Society, Volume 84, Issue 3 (March 2003), P. 357-369.

وخلال الحرب العالمية الثانية استخدم اليابانيون في حربهم ضد الولايات المتحدة الامريكية التيار النفاث لحمل مناطيد متفجرة من اليابان باتجاه الساحل الغربي لأمريكا وكندا، حيث قاموا بوضع اجهزة خاصة بالارتفاع ومؤقت للأنفجار مع وزن معلوم للمنطاد، وبمجرد وصول هذه المناطيد للساحل الغربي لأمريكا الشمالية تبدأ بالانخفاض ثم تنفجر بمجرد العبث بها او تتسبب في حرق الغابات، وقد ارسل اليابانيين حوالي 9000 منطاد متفجر خلال المدة بين تشرين الثاني 1944 ونيسان 1945 وصل منها 300 بالون الى امريكا الشمالية تسببت في قتل 6 اشخاص غالبيتهم من الاطفال، وكان التاثير النفسي لهذه المناطيد اكثر فعالية من التاثير المادي1.

وفي عام 1939 استخدم الانوائي الالماني (H. Seilkopf) لأول مرة مصطلح التيار النفاث (Jet Streams) في بحث علمي منشور [2].

ومما حفز الابحاث المتعلقة بالتيار النفاث ما واجهة طياري القاذفات الامريكية اثناء تحليقها بارتفاعات تصل الى (9144-10668) متر فوق المحيط الهادئ واوربا اثناء الحرب العالمية الثانية من رياح شديدة السرعة.

تنشأ التيارات النفاثة نتيجة للتباين الحراري الكبير على سطح الارض مما يؤدي الى نشوء تدرج ضغطي شديد في طبقات الجو العليا مما يتسبب في نشوء رياح عالية السرعة. وتظهر مناطق التباين الحراري السطحي على امتداد نطاق طولي تسمى بالجبهات3، فالاضطراب وعدم الاستقرار الناتج من التقاء الكتل الهوائية السطحية والمختلفة في خصائصها الحرارية والمائية سينتقل نحو الغربيات العليا مما يسبب عدم استقرارها لتتحول الى رياح شديدة السرعة. كما ان عدم

---

[1] Ibid, p. 357-369.

[2] http://geographyias.blogspot.com/2011/04/jet-stream.html

[3] Frederick k . Lutgens, Edward j . Tarbuck, The Atmosphere An Introduction to Meteorology, volume 2, number 6, American meteorological society, U. S. A., 1953, p.213-214.

وجود عائق في مسارات هذه التيارات والتي ترتفع عن سطح البحر لأكثر من 9000 متر سبب اضافي في السرعة الشديدة للرياح داخل هذه التيارات.

يرسم التيار النفاث على خرائط المستوى الضغطي 300 ملليبار ضمن العروض العليا وخلال فصل الشتاء في حين يرسم على خرائط المستوى الضغطي 200 ملليبار ضمن العروض الدنيا وخلال فصل الصيف1.

ويساهم التيار النفاث دورا كبيرا في تكوين المنظومات الضغطية السطحية فقلب التيار النفاث (Jet Streak) والذي يمثل الجزء الذي تظهر فيه اقصى سرعة للرياح مسؤول بشكل كبير في تكوين المنخفضات والمرتفعات الجوية السطحية.

سرعة الرياح في التيار النفاث:

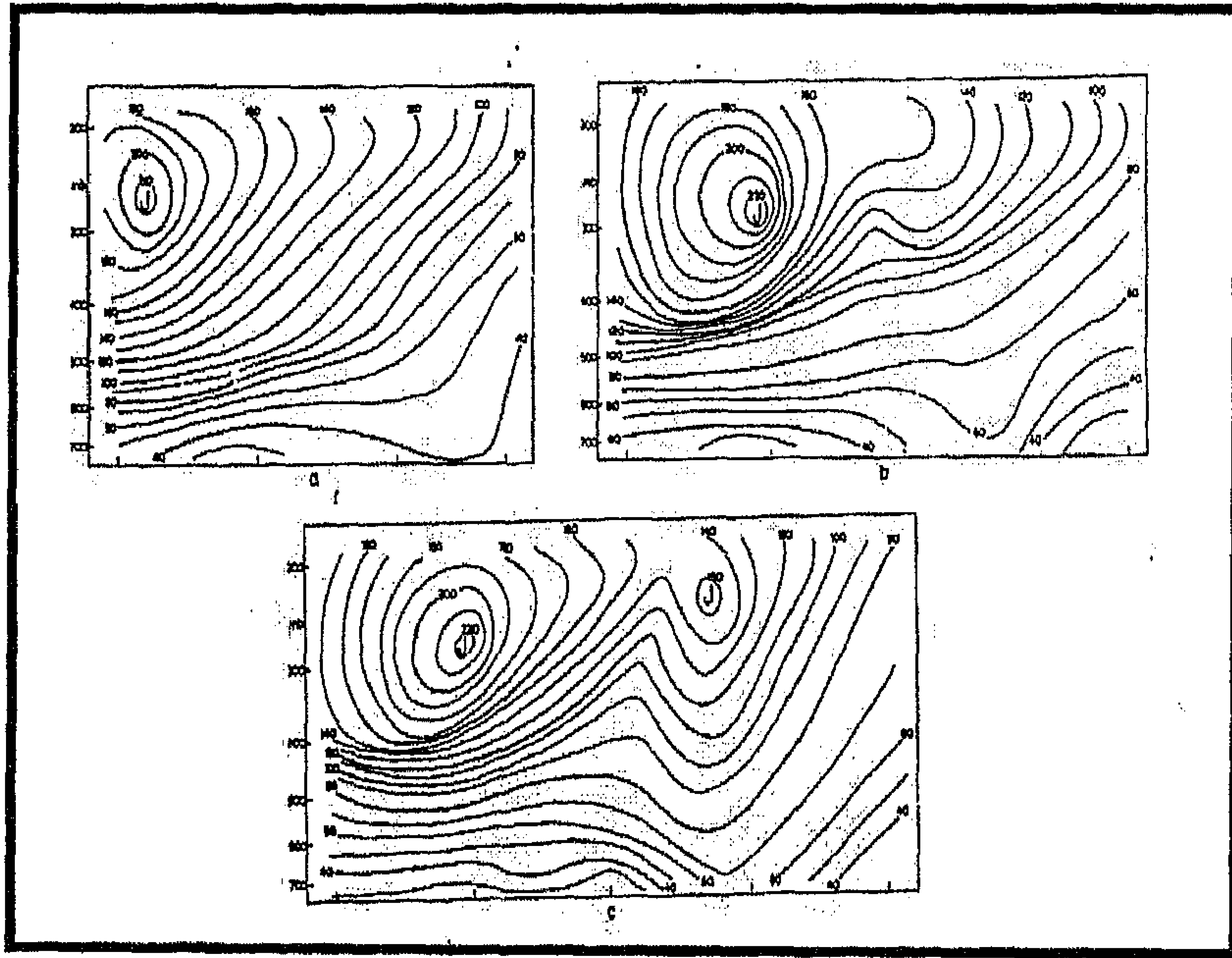
اهم ما يميز التيار النفاث ان سرعة الرياح تختلف من قلب التيار الى اطرافه [2]، فاعلى سرعة تسجل في قلب التيار ثم تنخفض السرعة كلما ابتعدنا عن القلب، والشكل (73) يوضح ثلاثة مقاطع جانبية تظهر خطوط تساوي السرع (Isotach) بالعقدة في التيار النفاث اذ يلاحظ ان سرعة الرياح غير منتظمة بشكل كبير داخل التيار، فالشكل (A) يظهر ان اسرع الرياح متمركزة في نطاق طولي صغير الامتداد والتي تظهر بشكل دائري، واسفل مركز التيار فان سرعة الرياح تنخفض بشكل منتظم اما الاشكال (B) و (C) فيلاحظ ان التيار النفاث يضم عدة مراكز لأعلى سرعة للرياح، ان تعدد المراكز في التيار النفاث يمكن ان ينتج عن انشطار التيار النفاث الرئيسي الى تيارين رئيسي وثانوي ويلاحظ من الشكل c ان قلب التيار الرئيسي بلغت سرعة الرياح فيه 220 عقدة في حين بلغت في قلب التيار الثانوي 150 عقدة.

---

[1] H. Riehl, M. A. Alaka, C. L. Jordan, R. J. Renard, The Jet Stream, Meteorological Monographs, op. cit., p.6

[2] Ibid, P.6

ويلاحظ ايضا من الاشكال الثلاثة ان سرعة الغربيات العليا تزداد تدريجيا من المستوى الضغطي 700 ملليبار ولغاية المستوى الضغطي 200 ملليبار ويلاحظ ان مركز التيار النفاث يتمركز فيما بين المستويين الضغطيين 200-300 ملليبار.



شكل (73)

مقطع جانبي يظهر خطوط تساوي سرع الرياح (بالعقدة) ضمن قلب التيار النفاث:

a: تيار نفاث بتاريخ 1951-11-12 رصدة GMT 1500

b: تيار نفاث بتاريخ 1951-11-13 رصدة GMT 0300

c: تيار نفاث بتاريخ 1951-11-13 رصدة GMT 1500

J: قلب التيار النفاث.

المحور الصادي للأشكال يمثل مستويات الضغط القياسية (700-600-500-400-300-200) ملليبار.

المصدر:

H. Riehl, M. A. Alaka, C. L. Jordan, R. J. Renard, The Jet Stream, op, cit., p.5

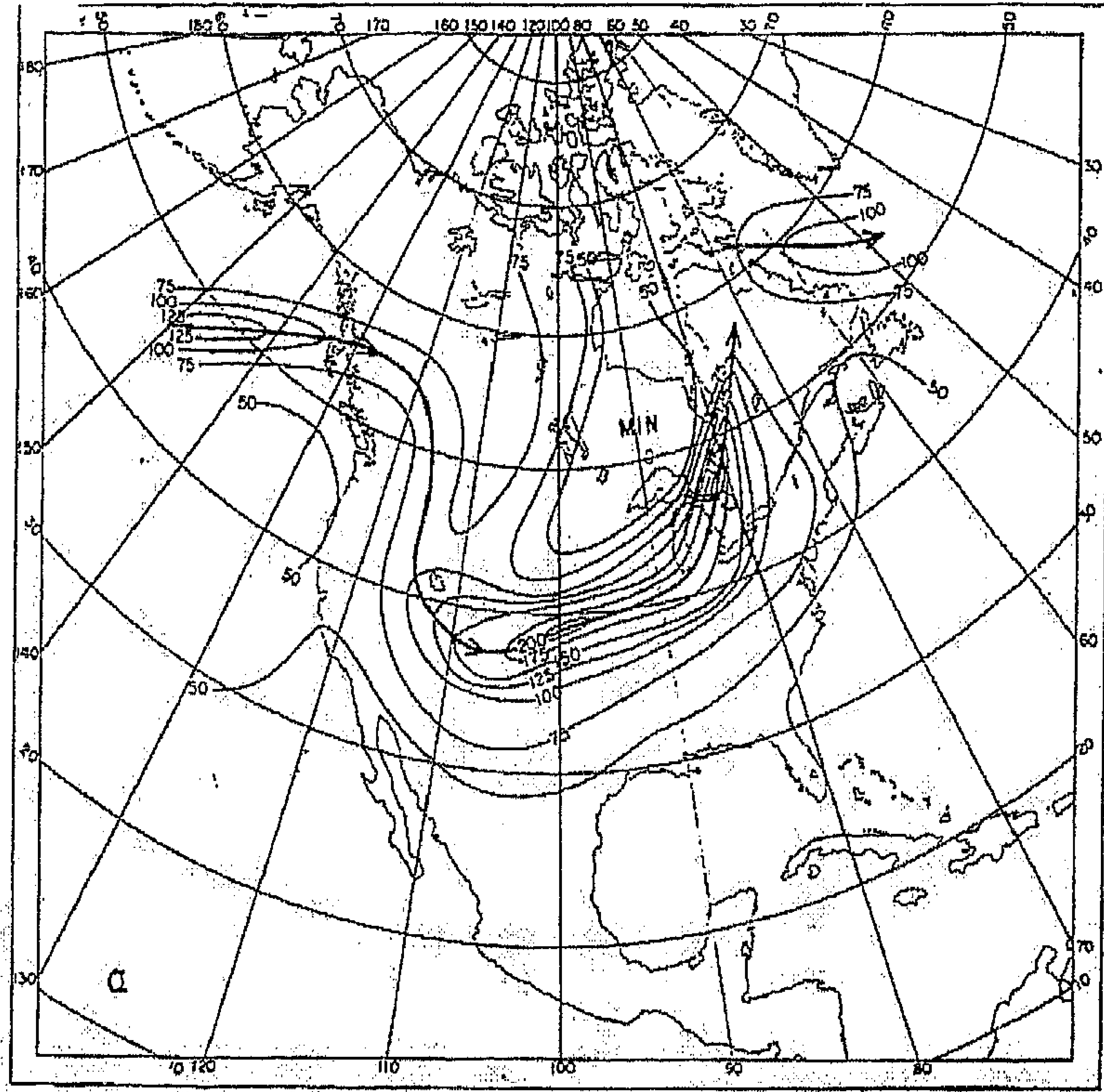
دورة حياة التيار النفاث:

التيار النفاث شانه شأن بقية الظواهر المناخية يخضع لدورة حياة مميزة [1] فقد استطاع الباحثين من كشف دورتين للتيار النفاث تتمثل في اوقات يكون فيها واضح المعالم (Organization) وأوقات اخرى يكون فيها غير واضح المعالم (Disorganization)، اذ يكون في الدورة الاولى اكثر نشاطا اما في الدورة الثانية فينتابه الضعف. واهم الخصائص العامة لهاتين الدورتين هي كالاتي:

1-دورة حياة التيار النفاث الواضح:

خارطة (14) يمثل تيار نفاث واضح المعالم وكامل النمو ضمن المستوى الضغطي 300 ملليبار اذ يكون التيار بشكل نطاق ضيق من الرياح عالية السرعة وملتوي ويلاحظ ان الخط على شكل السهم يترافق مع النقاط التي يكون فيها التيار عالي السرعة وهذا الخط يمثل محور التيار النفاث، ويلاحظ ان محور التيار النفاث النظامي يتبع في انحناءاته نفس نمط الامواج الطويلة لخطوط الكنتور للمستوى الضغطي 300 ملليبار، وتكون الفروق في سرعة الرياح بين اجزاء التيار كبيرة تصل الى 100 عقدة.

[1] H. Riehl, M. A. Alaka, C. L. Jordan, R. J. Renard, The Jet Stream, Meteorological Monographs, op. cit., p.6-7



خارطة (14)

تيار نفاث واضح المعالم وكامل النمو

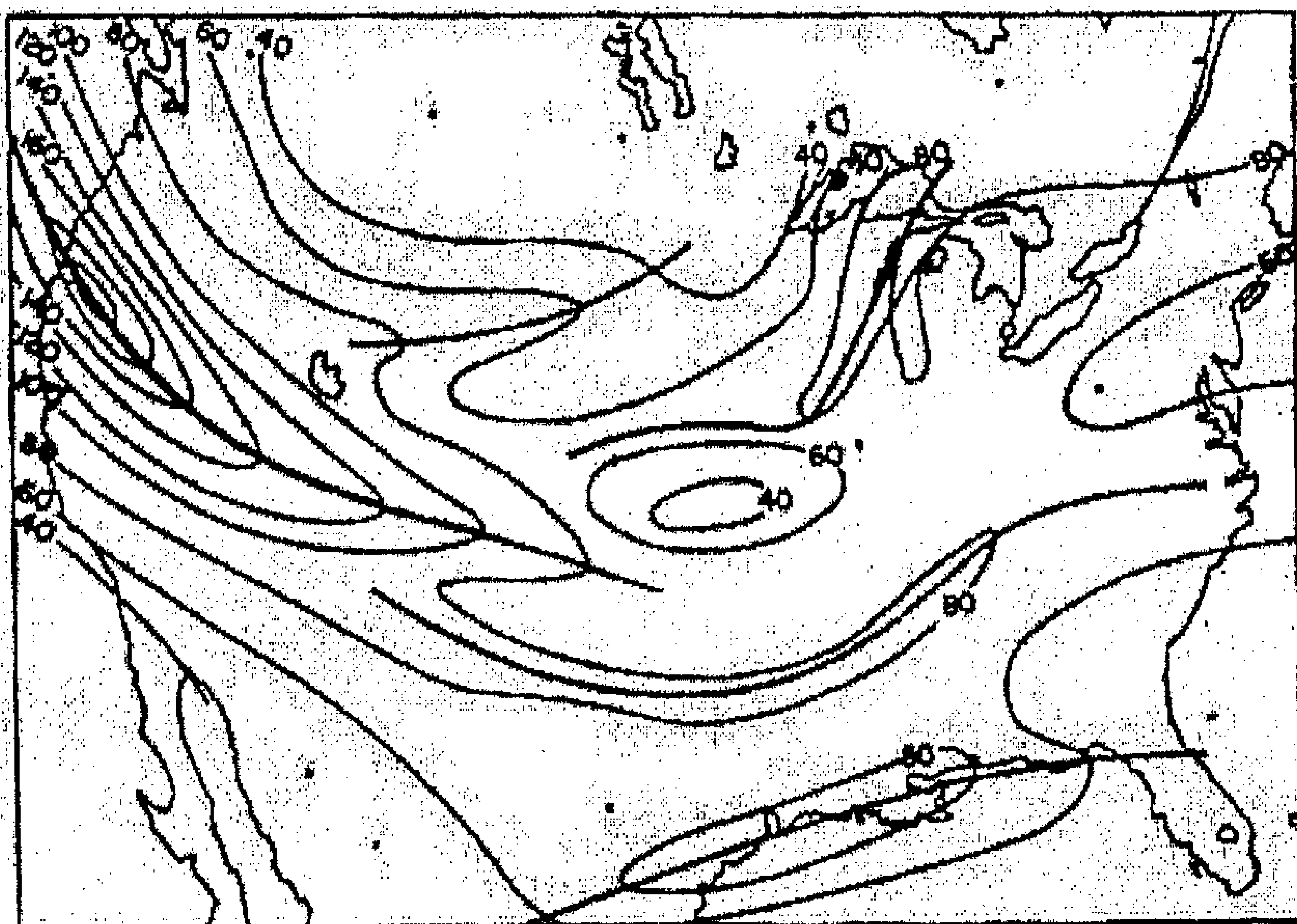
المصدر:

H. Riehl, M. A. Alaka, C. L. Jordan, R. J. Renard, The Jet Stream, Meteorological Monographs, op. cit., p.6

2- دورة حياة التيار النفاث غير الواضح:

خلال الاوقات التي يكون فيها التيار النفاث غير واضح المعالم فابرز صفاته هو عدم وضوح المناطق ذات اعلى سرعة للرياح خارطة (15)، كما ان الغربيات العليا ايضا تتعرض للأنقطاع (Break up) وتكون الحركة فيها دوامية او ان السرعة ضمن الغربيات تكون غير واضحة في العروض الوسطى، اذ يتعرض التيار للأنقطاع وتسمى هذه الدورة الحياتية للتيار النفاث باصابع التيار (Jet Fingers) اذ يضعف التيار واحيانا تتباعد اجزاء التيار لمسافة 5

دوائر عرض ويكون الفرق في سرعة الرياح بين اصابع التيار وباقي اجزاءه حوالي 25 عقدة.



خارطة (15)

تيار نفاث غير واضح المعالم مع أصابع التيار على وسط وشرقي الولايات المتحدة مع تقدم تيار نفاث واضح المعالم من الجهة الغربية.

المصدر:

H. Riehl, M. A. Alaka, C. L. Jordan, R. J. Renard, The Jet Stream, Meteorological Monographs, op. cit., p.7

التيار النفاث والمنظومات الضغطية السطحية:

ان مفهوم دوامية القص الريحي هي المسؤولة عن تكوين المنظومات الضغطية اسفل قلب التيار النفاث، فمن خلال ملاحظة الشكل (74) والذي يمثل مناطق تجمع وتفرق الهواء ضمن قلب التيار النفاث فاذا قمنا باسقاط خط عمودي وافقي متقاطعان في مركز التيار سينقسم التيار الى اربعة اقسام القسمان على اليسار حيث يكون الهواء داخلا الى قلب التيار يسمى مدخل التيار (Enter Region) والقسمان على اليمين حيث يخرج الهواء من قلب التيار ويسمى بمخرج التيار (Exiting Region) وبسبب زيادة الانحدار الضغطي في قلب التيار والذي يكون اتجاه هذا الانحدار نحو الشمال وبما ان الهواء سيتركز في قلب التيار فانه سينحرف نحو اليسار او (باتجاه الشمال) وكما في الربع الاول من التيار (1) وبما ان الهواء المحرف شمالا في الربع الاول فان الربع الرابع (4) سيعاني من نقص في الهواء وبالتالي سيكون الربع الاول منطقة تجمع الهواء convergence والربع الرابع منطقة تفرق الهواء Divergence ، وبالانتقال الهواء نحو القسم الشرقي من التيار فانه سينحرف جنوبا مكونا منطقة تفرق الهواء في الربع الثاني (2) ومنطقة تجمع الهواء في الربع الثالث (3) [1].

اما فيما يتعلق بتاثير التيار النفاث على المنخفضات الجبهوية فقد وجد ان [2]:

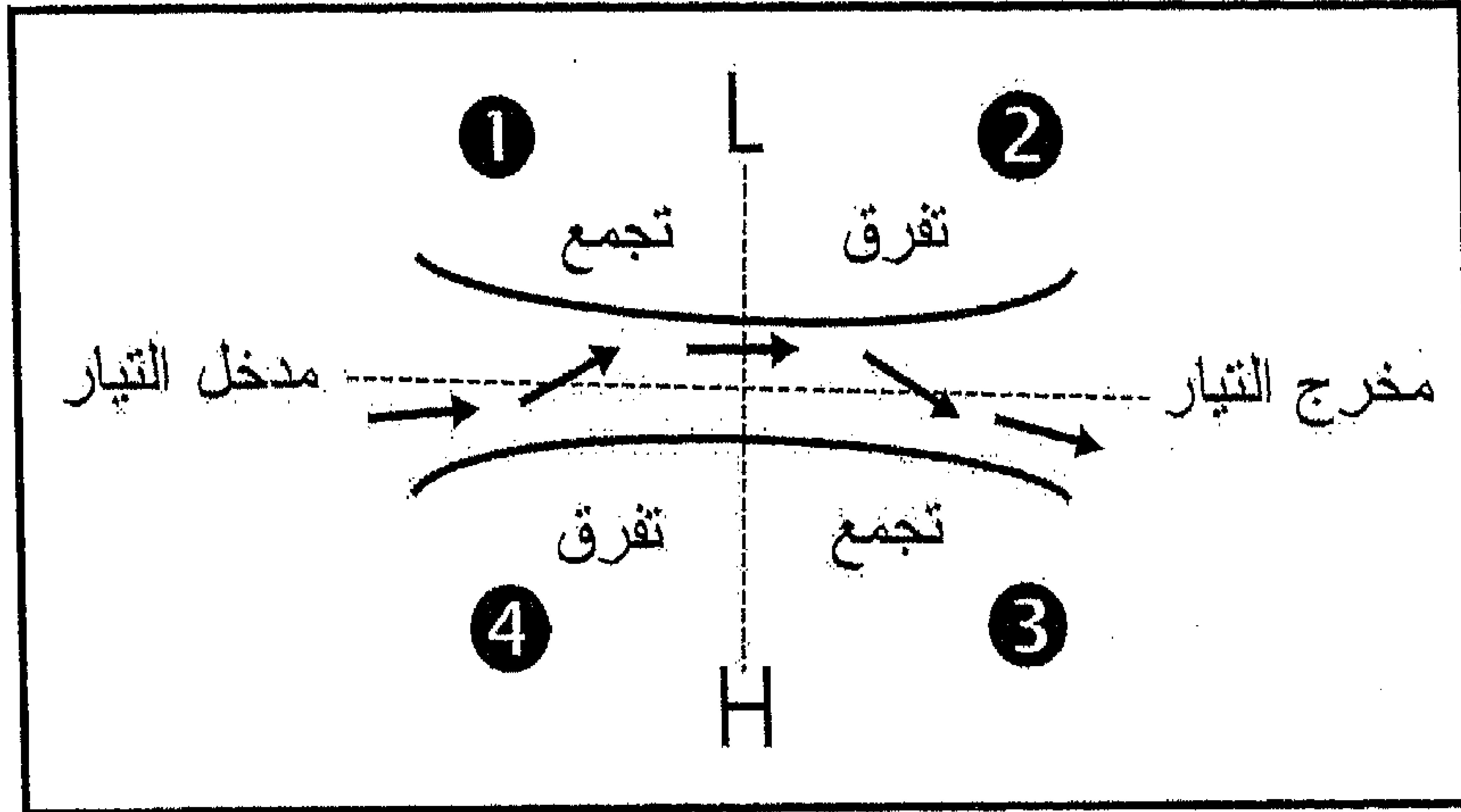
1. ان المنخفض الجوي اذا تواجد خارج منطقة التيار النفاث فانه سرعان من يمتلئ ويتلاشى.
2. ان المنخفض الجوي العميق يترافق مع اقصى سرعة للتيار النفاث.

---

[1] Ibid, p.407.

[2] H. Riehl, M. A. Alaka, C. L. Jordan, R. J. Renard, The Jet Stream, Meteorological Monographs, op. cit., p.40-41

3. ان المنخفض الجوي يصل الى اقصى حد من التعمق عندما يصل الى شرق الاخدود في التيار النفاث.



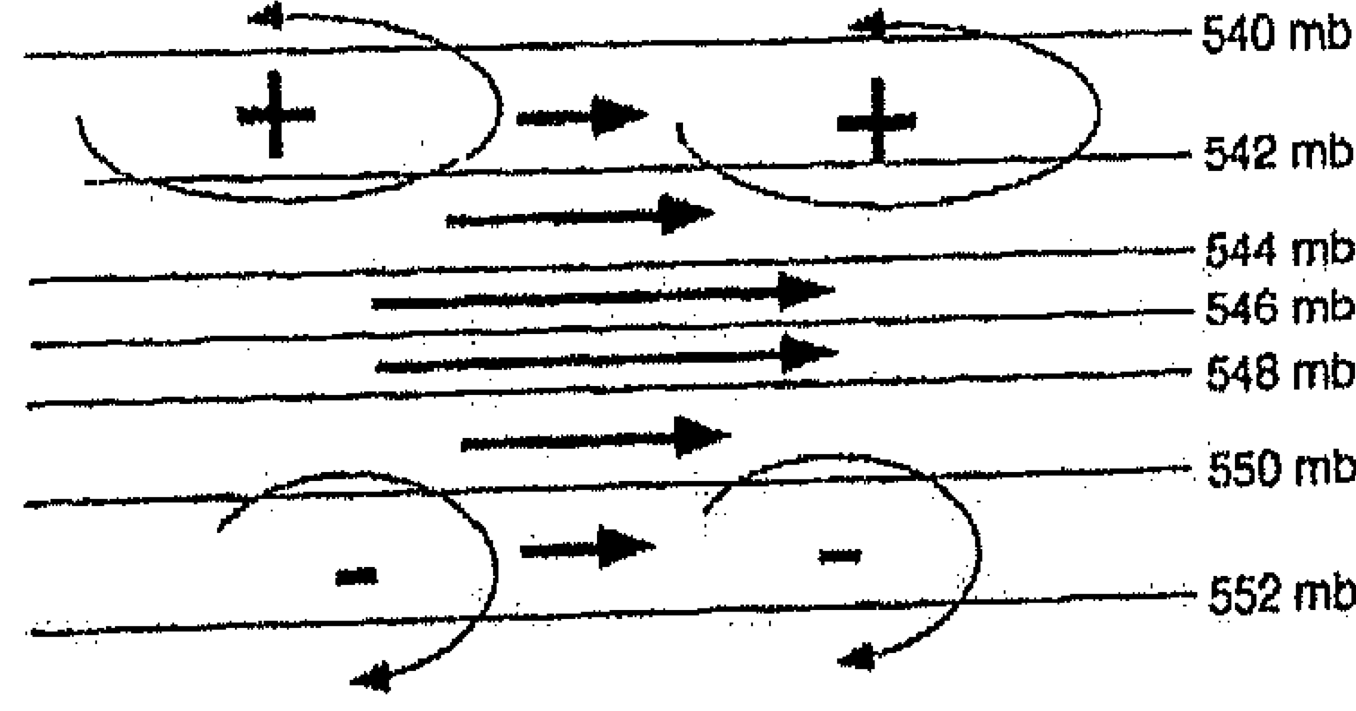
شكل (74)

مناطق التفرق والتجمع في قلب التيار النفاث، القسم الثاني والرابع يمثل مناطق تطور المنخفضات السطحية، والقسم الاول والثالث يمثل مناطق تطور المرتفعات الجوية.

المصدر:

, op. cit., (1)Roger Pielke Jr, Roger Pielke Sr, Storms, Volume p.407.

ويتميز قلب التيار النفاث ايضا بكونـه منطقـة شـديدة الدورانيـة والـتي تعمل على تكوين الاعاصير السطحية، فبما ان سرعة الرياح تنخفض في شمـال وجنوب التيار فان ذلك سيساهم في تكوين قص دوراني على جانبي التيار حيث يتكون منخفض جوي في الشمال ومرتفع جوي في الجنوب شكل (75).



شكل (75)

يوضح القص الدوامي ودوره في تكوين المنخفضات والمرتفعات الجوية على جانبي التيار النفاث.

المصدر:

, op. cit., (1)Roger Pielke Jr, Roger Pielke Sr, Storms, Volume p.407.

التيار النفاث القطبي (Polar Jet Stream):

وهو من اهم انواع التيارات النفاثة التي تحيط بالكرة الارضية لكونها مسؤولة عن تطوير وحركة المنخفضات الجبهوية في العروض المعتدلة، وهذا النوع من التيارات يفصل بين الكتل الهوائية القطبية والكتل المدارية، فشمال التيار تسود الكتل القطبية في حين تسود الكتل المدارية جنوب التيار (في نصف الارض الشمالي).

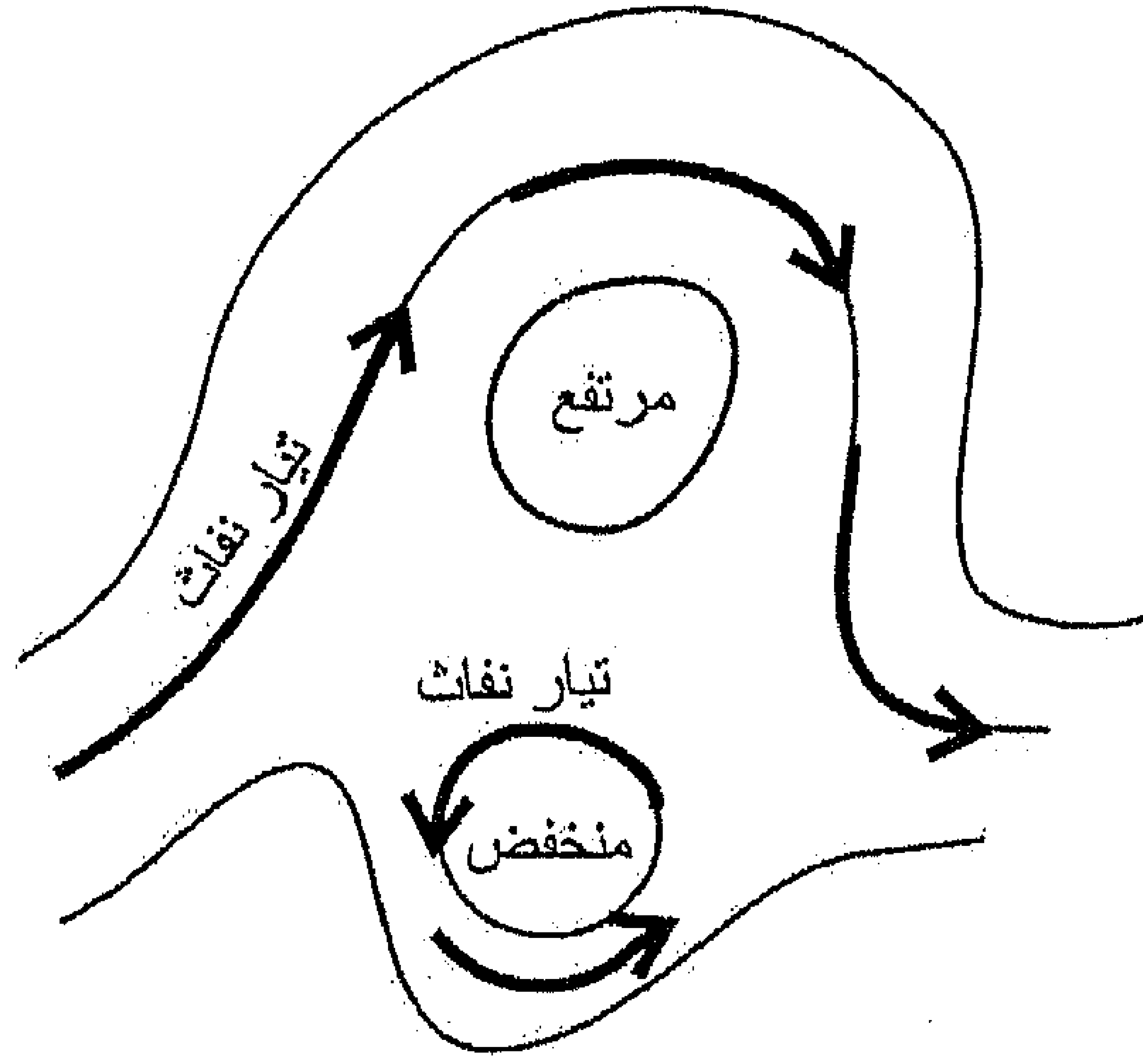
تتجاوز سرعة الرياح في التيار 500 كم/ ساعة وهو ينتقل من مكان الى اخر افقيا بسرعة 125كم/ ساعة في الشتاء وحوالي نصف هذه السرعة صيفا وهذه الاختلافات الموسمية ناشئة بسبب شدة التباين الحراري خلال فصل الشتاء. وبسبب ترافق حركته مع الجبهة القطبية فان هجرتة بين دوائر العرض تكون موسمية بحيث تشبه الحركة الخاصة بانتقال اعلى كمية للطاقة الشمسية بين دوائر العرض فخلال فصل الصيف ينتقل التيار شمالا بالمقابل ينتقل جنوبا شتاءا، فخلال فصل الصيف يمكن ان ينتقل الى جنوب دائرة عرض 30 شمالا،

ولكن مع قدوم فصل الربيع وانتقال اعلى كمية للأشعاع الشمسي شمالايبدأ التيار تدريجيا هجرة باتجاه الشمال ليصل في منتصف الصيف الى دائرة عرض 50 شمالا او اكثر نحو القطبين1.

يظهر التيار النفاث القطبي في نصف الارض الجنوبي ضمن دائرة عرض 50° جنوبا وعلى ارتفاع 8 كم وتحديدا فوق الجبهة القطبية السطحية، ويترافق التيار النفاث القطبي مع سلسلة من الامواج القصيرة المتطورة. واحيانا يندمج التياران القطبي والشبه المداري على شكل تيار واحد وهذه الحالة غالبا ما تحدث فوق القارات شتاءا [2].

واظهرت الدراسات ان التيار النفاث القطبي يكون ذو تركيب معقد وخاصة في مناطق ضعف التيار او في الاقسام شديدة الالتواء حيث لوحظ وجود سرعات قصوى مختلفة في هذه الاقسام، كما ان التيار النفاث القطبي يتعرض للعديد من التغيرات الشكلية فاحيانا يتعرض للتشوية بتاثير الدوامات المرافقة للحاجز الضغطي (Blocking) نوع منخفض القطع (Cut-Off Low) الشكل3 (76).

[1] Frederick k . Lutgens, Edward j . Tarbuck, The Atmosphere an Introduction to Meteorology, op, cit., p.214.
[2] Edward Linacre, Bart Geerts, Climates and Weather Explained, op. cit., p.261.
[3] J. S. Sawyer, Jet Stream Features of The Earth's Atmosphere, Weather, Royal Meteorological Society, Vol. 12, 1957, p.333-344



شكل (76)

تعرض التيار النفاث للتشوه بتأثير الحاجز الضغطي

المصدر:

J. S. Sawyer, Jet Stream Features of The Earth's Atmosphere, p. 344 op. cit.,

التيار النفاث شبه المداري (Subtropical Jet Stream):

يوجد قلب التيار النفاث شبه المداري عند المستوى الضغطي (200) ملليبار مع سرعة قصوى تصل الى 70 متر في الثانية ووجد ان سرعة الرياح تزداد في اخدود التيار وتنخفض السرعة في انبعاج التيار.

ومنذ اواخر اربعينيات القرن العشرين اتضح ان التيار النفاث شبه المداري هو في الاصل تيار منفصل من الجانب الاستوائي للتيار النفاث القطبي.

خصائص التيار النفاث شبه المداري:

من خلال البحث الذي اجراه (T. N. Krishnamurti) حول خصائص التيار النفاث شبه المداري توصل الى النتائج الاتية [1]:

1. يظهر التيار النفاث شبه المداري على شكل حزام متصل حول الكرة الارضية.
2. من النادر ان تصل سرعة التيار النفاث شبه المداري مابين (150-200) عقدة.
3. يتكون التيار النفاث شبه المداري من ثلاثة امواج طويلة شبه ثابتة وهذه الامواج الثلاثة تتعرض للأزاحة شمالا وجنوبا وهذه الازاحة تكون اوضح على القسم الاطلسي-الامريكي مقارنة بالازاحة فوق افريقيا وآسيا.
4. على المحيطات يكون موقع انبعاج التيار النفاث شبه المداري بالقرب من السواحل الشرقية للقارات، في حين يكون موقع اخدود التيار النفاث شبه المداري الجزء الشرقي من من المحيطات.
5. اقصى سرعة للتيار النفاث ضمن المستوى الضغطي (200) ملليبار تظهر في انبعاج التيار وادنى سرعة تظهر في اخدود التيار. واقصى سرعة للتيار النفاث شبه المداري تظهر بالقرب من اليابان حيث تصل السرعة الى ما بين (150-200) عقدة. اما فوق افريقيا وفوق الساحل الشرقي للولايات المتحدة فان اقصى سرعة تتراوح بين (130-180) عقدة. وتبلغ سرعة التيار فوق البحر العربي مابين (120) عقدة.

---

[1] T. N. Krishnamurti, The Subtropical Jet Stream Of Winter, Journal Of Meteorology , American Meteorological Society , Vol.18, Issue 2, April 1961, P.173-174.

6. توجد تغيرات قليلة في ازاحة محور التيار النفاث شبه المداري بين دوائر العرض، فخلال شهر شباط يكون اكثر ثباتا في حين يكون شديد التنقل خلال شهري كانون الاول والثاني، وبشكل عام يمتد التيار النفاث شبه المداري بين دائرتي عرض (20°-35°) شمالا.

الفصل الخامس

ظواهر مناخية شمولية

- مفهوم ظاهرة النينو.
- مفهوم ظاهرة ذبذبة شمالي الاطلسي.
- مفهوم ظاهرة الركود الهوائي.

ظواهر مناخية شمولية

ظاهرة النينو.

من اجل دراسة ظاهرة النينو بشكل دقيق يجب اولا تتبع المراحل التاريخية التي ادت الى اكتشاف هذه الظاهرة المهمة والتي بدأت مع اكتشاف دورة وولكر (Walker Circulation) المسؤولة عن دورة الرياح في المنطقة الاستوائية. تعد دورة وولكر واحدة من االانماط الضغطية التي تحدث في البحار الاستوائية والتي تتعرض بصورة دورية تقريبا الى تغير في انماطها الضغطية ينتج عنها تأثيرات واسعة جدا على الاحوال المناخية في العالم وتتسبب في ظواهر مناخية مهمة جدا مثل ظاهرة النينو المناخية.

وقبل التطرق الى تفصيل دورة وولكر سنتطرق اولا الى مقدمة تاريخية حول هذه الدورة.

مقدمة تاريخية:

مرت دورة ولكر المناخية بمرحلتين مناخيتين هي مرحلة جلبرت وولكر(Gilbert Walker)، ومرحلة يعقوب بيركنز (Jacob Bjerknes)، وفيما يأتي وصف هذه المراحل:

1. مرحلة جلبرت وولكر (Gilbert Walker):

كانت شبه القارة الهندية تتعرض الى سنوات تضعف فيها الرياح الموسمية وتقل الامطار الصيفية مما يؤثر ذلك على الجوانب الزراعية والاقتصادية، وبسبب الجفاف والمجاعة التي حلت خلال الاعوام 1876-1879 ميلادية في المناطق المدارية وبضمنها الهند قامت الحكومة البريطانية التي كانت تحتل الهند بإنشاء مكتب الخدمات الانوائية الهندية (Indian Meteorology Service)، وقام هذا المكتب بعمل تنبؤ طويل للأمطار الموسمية في الهند ولكن نتائجه كانت غير صحيحة.

ونتيجة لتكرار حدوث الجفاف والمجاعة الواسعة في الاعوام 1896-1902 ميلادية طلبت الحكومة البريطانية من عالم الرياضيات السير جلبرت وولكر (Gilbert Walker) الذهاب الى الهند لمحاولة دراسة أسباب عدم دقة التنبؤات في آسيا الموسمية. وقام بدراسة السجلات الطقسية على نطاق الكرة الأرضية وتوصل الى ان الاختلافات المناخية في العديد من بقاع الارض وبضمنها الهند الموسمية لها ارتباط مع قراءات الضغط الجوي للمحطات الواقعة على الجانب الشرقي والغربي للمحيط الهادي (وتحديدا في تاهيتي وداروين، استراليا) ولاحظ انه عندما يرتفع الضغط الجوي في الشرق فأنه ينخفض في الغرب والعكس صحيح، واستخدم مصطلح الذبذبة الجنوبية (Southern Oscillation) لوصف هذا التأرجح الشرقي الغربي. كما توصل الى ان موسميات آسيا مقترنه بحدوث الجفاف في استراليا، واندنوسيا، الهند، واجزاء من افريقيا وحدوث الشتاءات المعتدلة في كندا.

2. مرحلة يعقوب بيركنز (Jacob Bjerknes):

بعد ان قدم السير وولكر نتائجه، قام الانوائي النرويجي بيركنس بتجميع نتائج وولكر ودرسها بصورة تفصيلية وتوصل الى ان الذبذبة الجنوبية التي اكتشفها السير وولكر وظاهرة النينو المناخية التي تحدث على سواحل البيرو هي في الاصل ظاهرة مناخية واحدة مترابطة، والتي سميت بعد ذلك بظاهرة النينو-الذبذبة الجنوبية (El Nino-Southern Oscillation).

مفهوم دورة وولكر:

هي دورة استوائية من الرياح السطحية الهابة من شرق المحيط الهادي باتجاه غرب المحيط يقابلها في طبقات الجو العليا رياح معاكسة تهب من غرب المحيط الهادي باتجاه شرقها.

تتألف هذه الدورة من منظومتان ضغطيتان الاول مرتفع جوي (شبه مداري) متمركز في شرق الهادي بالقرب من سواحل كل من بيرو والاكوادور

وشيلي، والثاني من منخفض جوي متمركز بالقرب من استراليا ومجموعة الجزر الاندنوسية.

السبب في هذه الرياح (الدورة) هو اختلاف الحرارة بين جنوب شرق المحيط الهادي البارد وغرب المحيط الهادئ الدافئ لذا فالضغط يكون عاليا شرق الهادئ وواطئا في غربه فتتحرك الرياح على أثره من الضغط العالي شبه المداري لشرق الهادي الى الضغط الواطئ الاندونيسي [1]. الشكل (77). ويرافق هذه الدورة الطبيعية ظروف تتمثل في سطح مياه المحيط الهادئ المداري الغربي دافئا باستمرار(29°م) وفي المحيط الهادئ الشرقي يكون الوضع مختلفا جدا ما عما سبق ذكره حيث يكون سطح عادة ابرد (21°-26°م) والضغط مرتفع والهطول قليل [2].

ان سيادة مرتفع جوي في غرب الهادي يقابلة على الطرف الآخر منخفض جوي، يعود الى ان الرياح التجارية الشرقية تقوم بالضغط على المياه في شرق الهادي مما يؤدي ازاحة المياه الحارة ليحل محلها المياه الباردة المتصاعدة من الاعماق وهذه الحالة تؤدي الى برودة الهواء فوق المياه الباردة الصاعدة مما يؤدي الى تكون مرتفع جوي فوق المياه الباردة في شرق الهادئ.

اما المياه الحارة والمنزاحة غربا فانها ستتجمع في غرب الهادي مما يؤدي الى تسخين الهواء الملامس له وتشكيل منخفض اندنوسيا الحراري.

في بعض السنوات تتغيير النطاقات الضغطية لدورة وولكر اذ يحدث تبادل لجميع الاحوال المناخية على طرفي المحيط الهادئ ويطلق على هذا التغير اسم الذبذبة الجنوبية.

---

[1] قصي عبد المجيد السامرائي، ظاهرة النينو المناخية، مجلة الآداب، جامعة بغداد، العدد (45)، 1999، ص137.

[2] علي حسن موسى، النينو، الطبعة الاولى، دار الفكر بدمشق، نيسان 2000، ص 55-57.

الذبذبة الجنوبية (Southern Oscillation):

هي انعكاس لدورة وولكر مما يؤدي الى رفع درجة حرارة الماء قرب ساحل امريكا الجنوبية في النطاق الاستوائي والذي كان باردا، أي ان الدورة الدائرية للبحر والغلاف الجوي تنعكس عن وضعها الاعتيادي لذلك سمي بالتذبذب الجنوبي، وفي حالة قوته يسمى النينو [1]

وتعرف ايضا بانها تأرجح طويل المدى (يحدث كل 3-7 سنوات) يصيب قيم الضغط الجوي عند مستوى سطح البحر فوق المحيطين الهندي والهادئ في نصف الكرة الجنوبي عندما ترتفع قيم الضغط الجوي عن المتوسط فوق المحيط الهادئ الجنوبي، تميل هذه القيم لكي تنخفض عن المعدل فوق المحيط الهندي، والعكس صحيح، أي عندما تنخفض قيم الضغط الجوي في المحيط الهادي الجنوبي ترتفع قيم الضغط الجوي فوق المعدل في المحيط الهندي لنصف الكرة الجنوبي، ان القرينة التي تقيس قيمة الذبذبة الجنوبية تعرف بأسم (قرينة الذبذبة الجنوبية) ويتم الحصول عليها بحساب الفرق في قيم الضغط الجوي [2] بين جزيرة تاهيتي جنوب شرق الهادي (خط طول 150° غربا) وداروين (شمال استراليا خط طول 130°غربا).

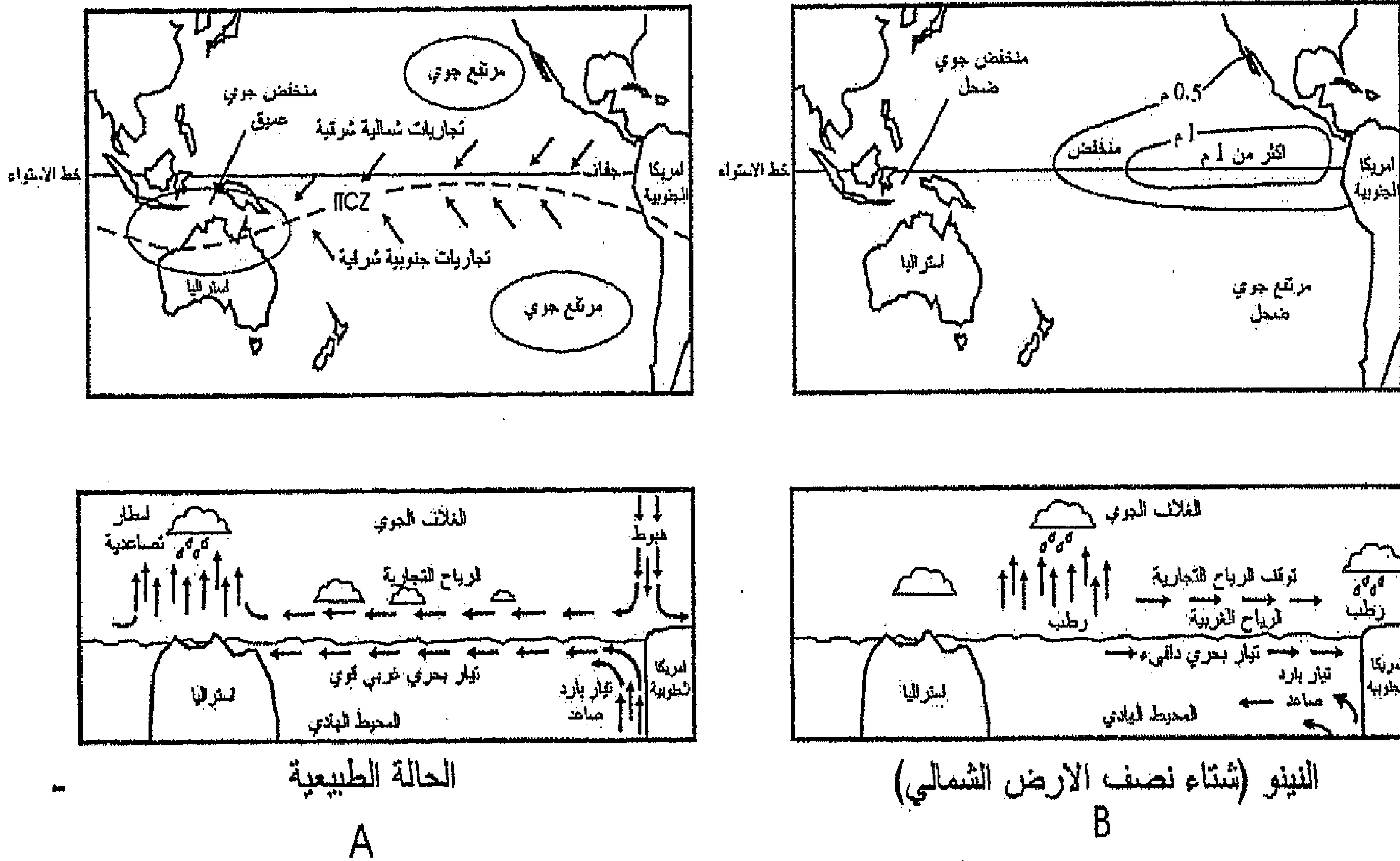
وفي السنوات الاعتيادية تكون قيمة (الذبذبة الجنوبية) موجبة، وفي بعض السنوات (كل 3-7 سنوت) تميل قيم الضغط الجوي للارتفاع فوق غرب المحيط الهادئ (داروين) كما تميل هذه القيم للانخفاض فوق شرق المحيط الهادئ (تاهيتي) عندما تصبح قيم (الذبذبة الجنوبية) سالبة [3]. وعندما تصبح القيم سالبة قوية فأن ذلك إيذانا ببدء ظاهرة النينو المناخية.

[1] المصدر نفسه، ص138-139.

[2] جهاد الشاعر، النينو- اللانينا- وتاثيراتهما في تباين المناخ العالمي، مجلة جامعة دمشق، المجلد 20، العدد (3+4)، لسنة 2004، ص160-161

[3] المصدر نفسه، ص160-161

واثناء سيادة القيم السالبة (النينو) تهب الرياح التجارية هبوبا معاكسا على هيئة غربيات قوية يضعف التياران الاستوائيان الشمالي والجنوبي كما تدفع هذه الرياح امامها بلسان من المياه الدافئة شرقا يعرف هذا اللسان بموجة كلفن (Kelvin Wave) وهناك فرق بين موجة كلفن والتيار المائي الاستوائي الشمالي العكسي وهما ليس واحدا غير انهما يتحدان ويدفعان امامهما الماء الدافئ بعيدا نحو الشرق [1].



الحالة الطبيعية
A

النينو (شتاء نصف الارض الشمالي)
B

شكل (77)

الضغط الجوي في الهادئ المداري وشرق المحيط الهندي في شهر تشرين الثاني وخلال الحالة الطبيعية وحالة النينو. في السنوات الطبيعية (A) يسيطر منخفض جوي على ماليزيا وشمال استراليا. اما في سنوات النينو (B) يتحرك المنخفض الجوي شرقا في القسم المركزي من شرق الهادئ وتكون درجات حرارة سطح البحر اكثر دفئا في القسم المركزي الشرقي من الهادئ.

المصدر:

Alan Strahler, Arthur Strahler, Introducing physical Geography, op. cit., p.178

---

[1] المصدر نفسه، ص 163.

ونتيجة للترابط الكبير بين الذبذبة الجنوبية والنينو فقد دمج المفهومان تحت مصطلح الأينسو (ENSO) والبعض يقسم دورة الاينسو الى ثلاث فترات: فترة حارة وهي النينو، وفترة باردة وهي اللانينا*، ثم عودة الى الأحوال الطبيعية.

التأثيرات البيئية للذبذبة الجنوبية:

تتزامن أحداث مناخية مختلفة اثناء حدوث كل من ظاهرتي النينو واللانينا وهي بشكل عام أحداث متعاكسة، فأثناء حدوث النينو خلال شتاء 1997-1998 والذي يعتبر من اشد حالات النينو خلال قرن من الزمن حدثت حالات جوية متطرفة في العديد من بقاع العالم اذ هطلت أمطار جارفة وغمرت السواحل في كل من بيرو والاكوادور وتسببت في سيول طينية وانهيارات مع فيضانات نهرية شديدة. وتعرض قسم كبير من القارة الاسترالية وشرق الهند الى نقص في الامطار لعدة شهور، كما حدثت حرائق للغابات في سومطرة وبورنيو وماليزيا. اما في شرق افريقيا وفي غينيا فقد تساقطت امطار غزيرة بلغت (100سم) فوق المعدل. اما في امريكا الشمالية فقد حدثت سلسلة من العواصف الشتوية التي ضربت ساحل الهادئ مسببة اضرار فادحة في كاليفورنيا.

بالاظافة الى اعاصير الترنادو الضخمة التي ضربت فلوريدا وتسببت في وفاة اكثر من 40 انسان وحطمت اكثر من 800 منزل. في حين سادت شتاءات معتدلة في شرق جبال الروكي الامريكية كان لها دور في حفظ كميات كبيرة من الطاقة في حين ادت العواصف الجليدية (Ice Storms) الى حرمان اكثر من 4 ملايين شخص من الطاقة الكهربائية من مقاطعة كيوبك الكندية وفي شمال شرق الولايات المتحدة. وبالمجمل بلغت الخسائر المادية لنينو 1997-1998 بحدود 33 مليار دولار امريكي وقتلت ما يقدر بـ 2100 انسان [1].

---

* اللانينا كلمة اسبانية معناها الحرفي الطفلة الصغيرة.

[1] Alan Strahler, Arthur Strahler, , Introducing physical Geography, op. cit., p.179

اما عند سيادة اللانينا فان الحالة تصبح معاكسة مقارنة بالنينو، فمع انتهاء نينو شتاء 1997-1998 تبعة مباشرة لانينا 1997-1998 وتميز بامطار موسمية غزيرة في الهند وامطار غزيرة ايضا في استراليا. وكان فصل الشتاء باردا اكثر من المعدل في امريكا الشمالية وتحديدا في شمال غرب القارة وفي القسم الشمالي من الغرب الاوسط. في حين عانى القسم الشرقي من الاطلسي من جفاف خلال فصلي الربيع واوائل الصيف. هذا بالاظافة الى ان اعاصير الهريكن في عام 1998 كانت من اشد الاعاصير خلال قرنين [1].

تحديد قيمة الذبذبة الجنوبية:

ان عملية تحديد القيمة التي عندها نعتبر كل من النينو واللانينا والظروف الاعتيادية عملية ليست سهلة، وذلك ان لكل حادثة نينو خصوصيتها المميزة لها [2]، ونفس الحال بالنسبة لحوادث اللانينا.

فمن خلال ملاحظة الجدول (3) والخاص يقيم الذبذبة الجنوبية نلاحظ وجود ذبذبات واسعة جدا في قيمها فأعلى قيمة سجلت للنينو بلغت (-31.9) وذلك في عام 1953 خلال شهر مايس، واقل قيمة سجلت كانت (-0.1) وذلك في تواريخ متفرقة.

واعلى قيمة سجلت لحادثة اللانينا بلغت (29.7) وذلك في عام 1917 خلال شهر أيلول، اما اقل قيمة سجلت فقد كانت (0.1) في سنوات مختلفة.

هذا بالاظافة الى عوامل اخرى يتم بموجبها تحديد حوادث النينو واللانينا مثل درجة حرارة سطح البحر، والرياح التجارية، التيارات البحرية التحت السطحية، والتغييم.

[1] Ibid, p.179

[2] علي حسن موسى، النينو، مصدر سابق، ص90.

كما ان عملية تحديد سنوات النينو واللانينا تختلف من دولة الى اخرى فعلى سبيل المثال في الولايات المتحدة الامريكية يتم تحديد سنوات النينو واللانينا بالاعتماد على درجات حرارة سطح مياه المحيطات المدارية والتي تطلق عليها اسم (NINO3.4) اذ تقوم هذه الطريقة على اساس استخراج معدل الشذوذ الحراري لدرجة حرارة سطح البحر فيما بين دائرتي عرض (5°) شمالا و(5°) جنوبا وفيما بين خطي طول (120°-170°) غربا اذ وجد ان هذا الاقليم يتميز بتذبذب واسع في قيم النينو على المقياس الزماني كما وجد ان التغيرات في درجات حرارة المياه في هذا الاقليم مهم جدا في كميات الامطار المتساقطة في غرب المحيط الهادئ، اما بالنسبة الى المعيار المستخدم لتحديد النينو واللانينا فقد وجد انه اذا كان الوسط المتحرك (Running-Average) لدرجة حرارة سطح البحر خلال مدة خمسة شهور تتجاوز (+4°) مئوية فان ذلك دلاله على حالة النينو ، اما اذا اذا كان الوسط المتحرك (Running-Average) لدرجة حرارة سطح البحر خلال مدة خمسة شهور تتجاوز (ـ 4°) مئوية فان ذلك دلاله على حالة اللانينا على شرط ان تستمر هذه الحالة لمدة ستة اشهرللنينو واللانينا [1].

ويستخدم المكتب الانوائي الاسترالي في تحديد اشهر النينو واللانينا هو اعتبار قيمة الذبذبة الجنوبية أكبر من (+8) على انها من الممكن ان تكون حادثة اللانينا، واعتبار قيمة الذبذبة أقل من (ـ 8) على انها من الممكن حادثة النينو، واذا كانت قيم الذبذبة بين (+8) و(ـ 8) على انها أوضاع طبيعية [2].

ومن الطرق الاخرى هو عد قيمة الذبذبة فوق (+6) ولأكثر من شهرين على انها حادثة لانينا على اساس ان ذلك سيؤدي الى امطار اعلى من المعدل في استراليا وتحديدا في شرقها وشمال جزيرة تسمانيا، وقيمة الذبذبة أقل

[1] http://www.weatherzone.com.au/climate/indicator_enso.jsp?c=nino34

[2] http://www.bom.gov.au/climate/enso/

(ـــ 6) ولأكثر من شهرين على انها حادثة النينو على اساس ان ذلك سيؤدي الى تناقص الامطار في مناطق مختلفة من استراليا [1].

وبالنسبة الى توقيت النينو واستمراريته فقد وجد ان معظم أحداث النينو تستمر ما لايقل عن عشرة شهور، موزعة على سنتين، بحيث تكون على اشـدها عموما عند بداية السنة الميلادية، واحيانا نجد احـداث النينـو متداخلـة في ثـلاث سنوات مستمرة من آخر سنة الى السنة التالية، وأوائل السنة اللاحقة لها [2].

جدول (3)

مؤشر الذبذبة الجنوبية الشهري للمدة (1876-2009).

Dec	Nov	Oct	Sep	Aug	Jul	Jun	May	Apr	Mar	Feb	Jan	Year
-3	-2.7	-8	10.5	12.3	-5.6	17.2	6.8	9.4	0.2	11	11.3	1876
-12.6	-12.6	-16	-17.2	-8.2	-10.2	-16.8	3.6	-9.6	-4.7	-6.5	-9.7	1877
17.9	15.1	10.9	17.7	13	15.9	-3.1	2.1	-8.8	-15.5	-21.1	-8.7	1878
-5.5	9.8	15.2	18.9	22.6	21.8	16.4	2.1	12.7	13.2	14.3	12.7	1879
-1.9	7.2	4.8	8.1	14.3	1.6	9.1	12.3	5.3	14.3	7.7	10.8	1880
9.8	7.2	-23.9	-13.6	-11.4	-5.6	-4.7	-4.3	0.3	1.8	-5.5	-7.3	1881
10.3	2.6	-2.5	-14.8	-25.6	-21.3	-12	6.8	1.2	5.1	-1.3	-6.8	1882
-15.2	5.2	4.8	-8.2	1.4	-10.2	3.4	13.9	14.4	-25.3	9.1	6	1883
-12.6	-1.4	4.2	-7	-5	-3	9.1	1.3	-15.4	9.4	-5	-12.5	1884
5.2	-15.9	-17.8	-4	-9.5	-5	-14.4	-4.3	-0.5	5.1	1.6	-16.3	1885
14.4	10.5	13.4	13.5	13.6	7.4	5	6	4.5	2.9	1.6	-0.6	1886
5.2	-5.3	4.8	5.1	4.6	4.8	5	-4.3	9.4	10	11	12.2	1887
-2.4	-12.6	-14.7	-9.4	-8.9	-16.7	-16	-9.8	-23.6	-11.7	-2.2	-3	1888
22	23	4.2	11.1	2.1	1.6	22	-1.9	-0.5	-27.5	-1.7	-25.9	1889
0.6	2.6	3.6	9.3	-3.1	-2.3	5.8	3.6	6.9	14.3	11	20.8	1890
-4.5	-4.7	0.6	-10.6	-8.9	-6.3	-1.5	-0.3	4.5	-9.5	-3.6	15.6	1891
3.7	-0.7	8.5	6.3	5.9	7.4	19.6	10	6.9	11.1	-10.2	2.7	1892
1.6	2.6	7.9	5.7	7.8	14	10.7	-3.5	1.2	-1.4	7.7	11.3	1893
0.1	7.2	1.8	-1.6	-5.7	-2.3	-1.5	-5.1	-3	5.6	10	17.5	1894
-3.5	-8.6	-5.6	-4	-6.3	-0.4	-4.7	-8.2	-7.1	-0.3	3	5.6	1895
-14.2	-11.9	-19	-19	-22.4	-20.6	-30.6	-42.2	-8.8	-6.3	4.9	1.3	1896
10.3	-8	1.8	0.2	0.8	-2.3	0.2	-16.9	-17.8	-16.6	-7.4	-12.5	1897
-0.4	-2.7	-0.7	3.2	2.1	6.1	-2.3	-1.9	11.1	19.2	6.3	7	1898
-3	15.8	6.1	-1.6	-10.1	-5.6	-10.4	-7.4	4.5	13.8	9.1	13.2	1899
-5.5	-6	-17.2	-16.6	7.8	10	26.1	-7.4	-18.7	-25.3	-6.5	-7.3	1900
-1.9	-8.6	-22.1	-16	9.8	14.6	19.6	-0.3	4.5	9.4	3	-0.1	1901
-3	-3.4	-7.4	-17.8	-8.9	1.6	2.6	7.6	7.8	11.6	-2.2	17	1902
15.9	1.3	4.2	8.7	0.1	6.1	-0.6	7.6	17.7	17.6	-10.2	-9.2	1903
2.6	-17.2	1.2	0.2	0.8	-8.9	-7.1	9.2	31.7	9.4	16.2	14.1	1904
-13.1	-17.9	-5.6	-7	-7.6	-21.3	-31.4	-37.4	-42.6	-30.2	-16.8	-9.2	1905
4.7	21.7	9.1	18.3	15.5	6.8	-3.9	1.3	-8.8	-5.2	-7.4	-3.5	1906
8.8	-2	0.6	0.2	-8.2	-4.3	8.3	10	4.5	-0.3	1.6	5.1	1907
-5.5	2.6	7.9	17.7	5.3	2.2	-2.3	-1.1	16.8	0.2	7.7	-10.6	1908
4.7	9.2	4.2	0.8	9.8	10.7	22.8	2.1	-14.5	-0.3	-3.2	-2.5	1909
15.9	19.7	10.3	15.3	9.8	20.5	22	0.5	5.3	12.7	15.2	5.6	1910
-1.4	-7.3	-11.7	-8.8	-12.1	-12.8	-12	-8.2	2	3.5	1.6	3.2	1911
-8	2.6	-8	-4	-7.6	-0.4	-6.3	-13	-21.1	-9	-17.3	-9.7	1912
-7	-11.9	-9.2	-9.4	-7.6	-1.7	-3.9	-8.2	-6.3	1.3	-5	-3.5	1913
-1.4	-11.9	-8.6	-12.4	-17.2	-18	-16.8	-0.3	-14.5	9.4	2	-5.4	1914
9.8	-14.6	2.4	7.5	7.2	14	6.6	-12.2	-17.8	-20.4	-2.2	-21.6	1915
15.4	9.8	6.1	4.5	16.2	25.7	9.1	6.8	-0.5	-6.3	-3.6	5.6	1916

1 http://www.weatherzone.com.au/climate/indicator_enso.jsp?c=soi&p=monthly

2 علي حسن موسى، النينو، ص81.

22.5	21	15.2	29.7	34.8	28.3	21.2	21.8	21.8	18.1	10	5.1	1917
-8	1.3	-5	-8.2	-4.4	-14.1	-4.7	10	16.8	-2	16.6	14.6	1918
-9.1	-11.3	-10.5	-5.8	-6.9	-8.9	-10.4	-7.4	-3	-12.8	-11.2	-14.9	1919
9.8	-0.1	-4.3	5.1	5.3	9.4	6.6	-2.7	0.3	-4.1	-1.7	1.8	1920
8.2	8.5	9.7	5.1	-6.9	2.9	22	2.1	-7.1	8.9	6.7	10.8	1921
11.8	8.5	6.1	5.1	-1.2	2.2	5.8	-5.1	-5.5	5.6	9.1	8	1922
2.1	-12.6	-6.2	-14.8	-18.5	-11.5	1	2.1	8.6	8.9	4.4	5.6	1923
5.2	11.8	7.9	8.1	10.4	7.4	8.3	11.5	-15.4	2.4	1.1	-5.4	1924
-7	-9.3	-12.9	-6.4	-10.8	-13.4	-4.7	-1.1	14.4	14.9	13.8	5.6	1925
6.2	1.3	4.2	1.4	-7.6	-1	-7.1	-2.7	-7.1	-13.3	-14.5	-5.4	1926
7.7	-8	-4.3	-0.4	-5	6.1	8.3	6	6.9	18.1	1.1	5.1	1927
11.8	2.6	9.1	8.1	9.8	-0.4	-7.9	-2.7	11.9	13.8	10.5	-10.1	1928
5.7	11.1	7.9	-0.4	0.1	1.6	1	-12.2	4.5	5.1	18	16	1929
-1.4	1.9	3.6	-7	-1.8	-4.3	-5.5	2.1	-3.8	1.8	7.7	12.7	1930
4.7	-4.7	-12.9	5.1	0.1	9.4	18.8	13.1	8.6	5.6	-14.9	7	1931
3.2	-4.7	-4.3	-8.8	-6.9	-5	-4.7	2.8	-2.1	-2.5	-3.6	1.8	1932
8.2	7.2	3.6	2	-0.5	3.5	-3.9	6	3.6	-2	4.9	-11.1	1933
-2.4	13.1	4.2	-6.4	-22.4	2.9	10.7	-7.4	6.1	0.2	0.1	6.5	1934
-4	3.9	7.3	6.3	2.1	-0.4	-2.3	-6.6	2.8	12.2	-4.6	6.5	1935
0.6	-13.9	-0.1	2.6	-8.9	4.2	-1.6	4.4	22.6	1.8	0.6	-2	1936
6.7	-2	-2.5	0.8	3.3	-5.6	3.4	-0.3	2	6.2	-5	9.4	1937
13.8	1.9	12.8	7.5	13	18.5	18	13.1	3.6	-3.6	3.4	7.5	1938
-8.6	-8	-14.7	-9.4	-0.5	8.1	-1.5	-1.1	9.4	11.6	7.7	17	1939
-29.4	-6.7	-18.4	-19.6	-18.5	-15.4	-19.3	-14.5	-9.6	-10.6	-4.1	-0.1	1940
-8.6	-9.3	-20.2	-8.2	-19.1	-20.6	-14.4	-6.6	-11.2	-10.6	-15.4	-9.7	1941
13.8	-4	8.5	8.7	4	-1	8.3	5.2	-5.5	-5.8	-3.6	-13	1942
-8.6	3.9	9.1	5.7	7.8	2.9	-7.9	2.8	13.5	4	10.5	9.4	1943
4.2	-6.7	-8.6	2.6	3.3	-8.9	-3.9	-1.1	-5.5	5.6	3.9	-8.2	1944
6.7	-3.4	2.4	8.7	11.7	3.5	8.3	-0.3	-7.1	13.2	6.3	5.1	1945
-5.5	-1.4	-12.3	-16	-4.4	-10.2	-9.6	-11.4	-9.6	-2	4.4	-2.5	1946
5.2	9.2	-1.9	11.7	7.2	9.4	2.6	-13.7	-4.6	11.6	-4.1	-4.9	1947
-5.5	4.6	6.1	-7.6	-4.4	0.9	-4.7	3.6	2.8	-4.1	-2.7	-3	1948
7.7	-6	5.4	2	-4.4	-1.7	-12	-5.8	1.2	5.6	2	-7.3	1949
23	12.5	17.1	6.9	12.3	21.1	26.9	7.6	16.8	17.6	17.6	5.1	1950
-3	-3.4	-8	-7	-0.5	-8.2	5	-6.6	-1.3	-1.4	9.6	16.5	1951
-12.6	-0.7	1.8	-3.4	-3.7	3.5	7.4	6	-8.8	0.2	-7.9	-9.2	1952
-4	-2	-0.1	-13	-17.2	-1	-2.3	-31.9	-0.5	-5.8	-6	2.2	1953
12.8	3.9	1.8	4.5	10.4	4.2	-1.5	4.4	6.9	-0.9	-3.6	6	1954
9.3	15.1	15.2	14.1	14.9	19.2	16.4	13.1	-3	2.9	15.2	-5.4	1955
10.3	1.9	18.3	0.2	11	12.6	12.3	17.9	11.1	9.4	12.4	11.3	1956
-3.5	-11.9	-1.3	-10.6	-9.5	0.9	-2.3	-12.2	1.2	-0.9	-2.2	5.6	1957
-6.5	-4.7	-1.9	-3.4	7.8	2.2	0.2	-8.2	1.2	-1.4	-6.9	-16.8	1958
8.2	11.1	4.2	0.2	-5	-5	-6.3	2.8	3.6	8.4	-14	-8.7	1959
6.7	7.2	-0.7	6.9	6.6	4.8	-2.3	5.2	7.8	5.6	-2.2	0.3	1960
13.8	7.2	-5	0.8	0.1	2.2	-3.1	1.3	9.4	-20.9	6.3	-2.5	1961
0.6	5.2	10.3	5.1	4.6	-0.4	5	12.3	1.2	-1.4	5.3	17	1962
-11.6	-9.3	-12.9	-5.2	-2.4	-1	-9.6	2.8	6.1	7.3	3	9.4	1963
-3	2.6	12.8	14.1	14.3	6.8	7.4	2.8	13.5	8.4	-0.3	-4	1964
1.6	-17.9	-11.1	-14.2	-11.4	-22.6	-12.8	-0.3	-12.9	2.9	1.6	-4	1965
-4	-0.1	-2.5	-2.2	4	-1	1	-9	-7.1	-13.9	-4.1	-12	1966
-5.5	-4	-0.1	5.1	5.9	1.6	6.6	-3.5	-3	7.8	12.9	14.6	1967
2.1	-3.4	-1.9	-2.8	0.1	7.4	12.3	14.7	-3	-3	9.6	4.1	1968
3.7	-0.1	-11.7	-10.6	-4.4	-6.9	-0.6	-6.6	-8.8	1.8	-6.9	-13.5	1969
17.4	19.7	10.3	12.9	4	-5.6	9.9	2.1	-4.6	1.8	-10.7	-10.1	1970
2.1	7.2	17.7	15.9	14.9	1.6	2.6	9.2	22.6	19.2	15.7	2.7	1971
-12.1	-3.4	-11.1	-14.8	-8.9	-18.6	-12	-16.1	-5.5	2.4	8.2	3.7	1972
16.9	31.6	9.7	13.5	12.3	6.1	12.3	2.8	-2.1	0.8	-13.5	-3	1973
-0.9	-1.4	8.5	12.3	6.6	12	2.6	10.7	11.1	20.3	16.2	20.8	1974
19.5	13.8	17.7	22.5	20.7	21.1	15.5	6	14.4	11.6	5.3	-4.9	1975
-3	9.8	3	-13	-12.1	-12.8	0.2	2.1	1.2	13.2	12.9	11.8	1976
-10.6	-14.6	-12.9	-9.4	-12.1	-14.7	-17.7	-11.4	-9.6	-9.5	7.7	-4	1977
-0.9	-2	-6.2	0.8	1.4	6.1	5.8	16.3	-7.9	-5.8	-24.4	-3	1978
-7.5	-4.7	-2.5	1.4	-5	-8.2	5.8	3.6	-5.5	-3	6.7	-4	1979
-0.9	-3.4	-1.9	-5.2	1.4	-1.7	-4.7	-3.5	-12.9	-8.5	1.1	3.2	1980
4.7	2.6	-5	7.5	5.9	9.4	11.5	7.6	-5.5	-16.6	-3.2	2.7	1981
-21.3	-31.1	-20.2	-21.4	-23.6	-19.3	-20.1	-8.2	-3.8	2.4	0.6	9.4	1982
0.1	-0.7	4.2	9.9	0.1	-7.6	-3.1	6	-17	-28	-33.3	-30.6	1983
-1.4	3.9	-5	2	2.7	2.2	-8.7	-0.3	2	-5.8	5.8	1.3	1984
2.1	-1.4	-5.6	0.2	8.5	-2.3	-9.6	2.8	14.4	-2	6.7	-3.5	1985
-13.6	-13.9	6.1	-5.2	-7.6	2.2	10.7	-6.6	1.2	0.8	-10.7	8	1986
-4.5	-1.4	-5.6	-11.2	-14	-18.6	-20.1	-21.6	-24.4	-16.6	-12.6	-6.3	1987
10.8	21	14.6	20.1	14.9	11.3	-3.9	10	-1.3	2.4	-5	-1.1	1988
-5	-2	7.3	5.7	-6.3	9.4	7.4	14.7	21	6.7	9.1	13.2	1989
-2.4	-5.3	1.8	-7.6	-5	5.5	1	13.1	-0.5	-8.5	-17.3	-1.1	1990

-16.7	-7.3	-12.9	-16.6	-7.6	-1.7	-5.5	-19.3	-12.9	-10.6	0.6	5.1	1991
-5.5	-7.3	-17.2	0.8	1.4	-6.9	-12.8	0.5	-18.7	-24.2	-9.3	-25.4	1992
1.6	0.6	-13.5	-7.6	-14	-10.8	-16	-8.2	-21.1	-8.5	-7.9	-8.2	1993
-11.6	-7.3	-14.1	-17.2	-17.2	-18	-10.4	-13	-22.8	-10.6	0.6	-1.6	1994
-5.5	1.3	-1.3	3.2	0.8	4.2	-1.5	-9	-16.2	3.5	-2.7	-4	1995
7.2	-0.1	4.2	6.9	4.6	6.8	13.9	1.3	7.8	6.2	1.1	8.4	1996
-9.1	-15.2	-17.8	-14.8	-19.8	-9.5	-24.1	-22.4	-16.2	-8.5	13.3	4.1	1997
13.3	12.5	10.9	11.1	9.8	14.6	9.9	0.5	-24.4	-28.5	-19.2	-23.5	1998
12.8	13.1	9.1	-0.4	2.1	4.8	1	1.3	18.5	8.9	8.6	15.6	1999
7.7	22.4	9.7	9.9	5.3	-3.7	-5.5	3.6	16.8	9.4	12.9	5.1	2000
-9.1	7.2	-1.9	1.4	-8.9	-3	1.8	-9	0.3	6.7	11.9	8.9	2001
-10.6	-6	-7.4	-7.6	-14.6	-7.6	-6.3	-14.5	-3.8	-5.2	7.7	2.7	2002
9.8	-3.4	-1.9	-2.2	-1.8	2.9	-12	-7.4	-5.5	-6.8	-7.4	-2	2003
-8	-9.3	-3.7	-2.8	-7.6	-6.9	-14.4	13.1	-15.4	0.2	8.6	-11.6	2004
0.6	-2.7	10.9	3.9	-6.9	0.9	2.6	-14.5	-11.2	0.2	-29.1	1.8	2005
-3	-1.4	-15.3	-5.1	-15.9	-8.9	-5.5	-9.8	15.2	13.8	0.1	12.7	2006
14.4	9.8	5.4	1.5	2.7	-4.3	5	-2.7	-3	-1.4	-2.7	-7.3	2007
13.3	17.1	13.4	14.1	9.1	2.2	5	-4.3	4.5	12.2	21.3	14.1	2008
-7	-6.7	-14.7	3.9	-5	1.6	-2.3	-5.1	8.6	0.2	14.8	9.4	2009

المصدر:

تم استحصال بيانات الذبذبة الجنوبية من موقع الانترنيت الرسمي للمكتب الانوائي/ أستراليا.

http://www.bom.gov.au/climate/glossary/soi.shtml

ذبذبة شمالي الأطلسي (NAO):

تعـد ذبذبـة شمـالي الأطلسـي North Atlantic Oscillation (NAO) إحدى الأشكال الرئيسية للتغيرات التي تعتري الدورة العامة للرياح في نصف الأرض الشمالي شتاءاً [1]. والتي تعرف بأنها التذبذب الشـمالي-الجنـوبي للكتل الهوائية المتمركزة على منطقة الضـغط العـالي الأزوري ومنطقـة الضـغط المنخفض الأيسلندي [2]، فهذين النظامين الضغطيين مسؤولين عن نشـوء الريـاح الغربية (السطحية) في العـروض الوسـطى وبالتـالي فـإن أي تذبـذب في هـذين المركزين الضغطيين يؤثران على هذه الغربيات في تلك العروض. فشدة الغربيات السطحية تقاس من خلال فرق الضغط الجوي السطحي لسطح البحر بين مركـز المرتفع الأزوري والمنخفض الأيسلندي. خارطة (16).

وتشير ذبذبة شمالي الأطلسي أيضاً إلى التبادل بين الكتل الهوائيـة مـابين الجزء القطبي وشبه المداري للمحيط الأطلسي والتي ينتج عنها اختلافـات كـبيرة في معدل سرعة واتجاه الرياح وتبادل الطاقة والرطوبة فيما بين المحـيط الأطلسـي واليابسة المحيطة بها، وايضاً شدة وعدد ومسارات المنخفضات الجويـة والأحـوال الطقسية المرافقة لهذه المنخفضات. وتأثير كـل ذلـك علـى الزراعـة وتـوفر الميـاه والثروة السمكية3.

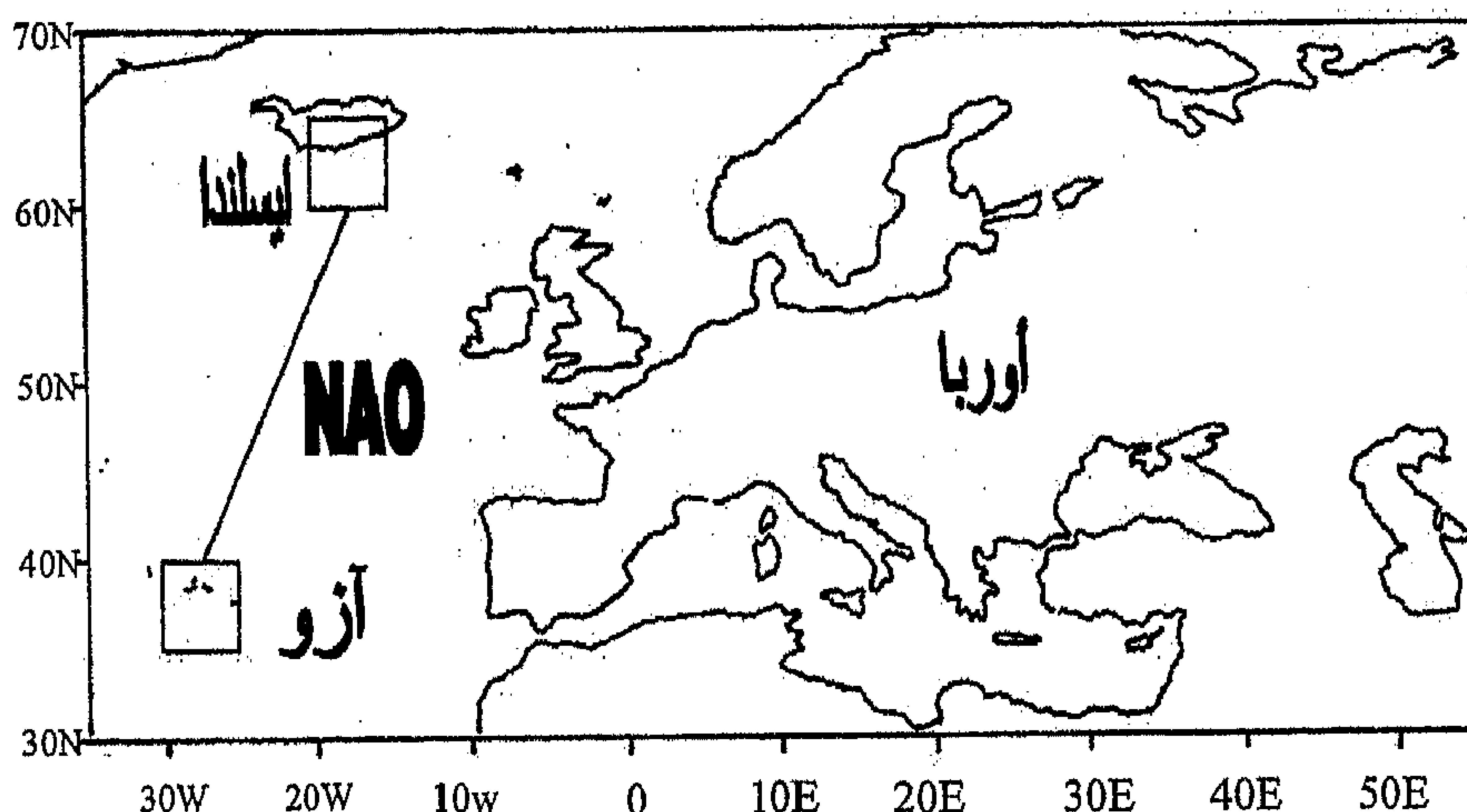
---

[1] K. Andrew Peterson, Jian Lu, Richard J. Greatbatch, Evidence of nonlinear dynamics in the eastward shift of the NAO, Geophysical Research Letters, American Geophysical Union, Vol.30, No.2, 2003.

[2] T.M. Cronin, and Others, Multiproxy evidence of Holocene climate variability from estuarine sediments, eastern North America, PALEOCEANOGRAPHY, American Geophysical Union, Vol. 20, 2005.

[3] James W. Hurrell, and Others, An overview of the North Atlantic Oscillation, Geophysical Monograph Series, 134, American Geophysical Union, Printed in the United States of America.2003, P.16.

وعليه نستطيع تحديد ذبذبة شمالي الأطلسي بأنها التغيرات الطقسية التي تطرأ على القسمين القطبي وشبه المداري من المحيط الأطلسي وما يرافق ذلك من قوة وضعف الرياح الغربية السطحية السائدة في تلك العروض.



خارطة (16)

يوضح مراكز قياس ذبذبة شمالي الأطلسي على كل من جزر ازور وجزيرةأيسلندا.

تاريخ دراسة ذبذبة شمالي الأطلسي (NAO):

الملاحظات الأولية لظاهرة ذبذبة شمالي الأطلسي تعود إلى البحارة الاسكندنافيين الذين لاحظوا شدة التغيرات الطقسية مابين شمال الأطلسي وبين المناطق المحيطة بها [1]. في حين أول إشارة موثقة إلى الاختلافات الطقسية بين شمال الأطلسي ظهرت في كتابات المبشرين إلى جزيرة كرينلاند في القرن الثامن عشر، حيث أشاروا إلى أن جميع فصول الشتاء شديدة المظاهر الطقسية الا انها لاتتشابه فيما بينها، كما انه عندما يكون الطقس عنيفاً في كرينلاند فإنه يكون معتدلاً في الدنمارك [2]. وكانت جميع هذه الكتابات عبارة عن معلومات عامة تفتقر إلى القياسات العلمية الدقيقة.

وبتوفر القياسات المناخية خلال القرن التاسع عشر أخذ المناخين بالدراسات التفصيلية الدقيقة، حيث ظهرت دراسة (1841 :1839) Dove حول السلاسل الزمنية (40 سنة) لدرجات الحرارة لنصف الارض الشمالي حيث لاحظ ان الذبذبات الافقية (شرق-غرب) لدرجات الحرارة أكبر من الذبذبات العمودية (شمال-جنوب). تبعها دراسة Teisseren de Bort (1883) حول مراكز الأنظمة الضغطية السطحية خلال فصول الشتاء المتطرفة، حيث أشار ان الإزاحة في مراكز الأنظمة الضغطية مسؤولة عن التغيرات التي تصيب الغطاءات الجليدية الأوروآسيوية (Eurasian).3 ثم ظهرت دراسة كل من Petterson وMeinardus (1898) حول تأثير تيار الخليج الدافئ على مناخ غرب أوربا.

1 David B. Stephenson, and Others, The history of scientific research on the North Atlantic Oscillation, Geophysical Monograph 134, American Geophysical Union, Printed in the United States of America.2003, P.37.
2 Ibid., P.37.
[3] Heinz Wanner, and Others, North Atlantic Oscillation-Concepts and Studies, Surveys in Geophysics 22, Kluwer Academic Publishers, Printed in the Netherlands, 2001, P.321.

وأشارا إلى ان فصول الشتاء المتطرفة ناتجة عن تيار الخليج الدافئ والتغيرات التي تصيب ذلك التيار. وتبع ذلك دراسة Hildebrandsson حول السلاسل الزمنية للضغط الجوي. تبع ذلك أيضاً دراسة Walker (1909) حول العلاقة بين الشذوذ الضغطي للقطب الشمالي وبين 50 موقع في نصف الارض الشمالي. وبعد ذلك قدم بحث آخر في عام (1924) استخدم فيه لأول مرة مصطلح ذبذبة شمالي الأطلسي North Atlantic Oscillation وذبذبة شمال الهادي North Pacific Oscillation والذبذبة الجنوبية Southren Oscillation.1

وبشكل عام يتفق الباحثون ان السير ولكر Sir Gilbert Walker هو أول من حدد هذا المفهوم بشكل دقيق. وتبع ذلك العديد من الدراسات التي اهتمت بهذا الموضوع.

ومنذ عام 1990 زاد الاهتمام بهذا الموضوع، فبعد أن كان عدد البحوث حول هذه الظاهرة سنة 1985 لايتجاوز بحثاً واحداً ارتفع سنة 1996 إلى 11 بحث وخلال سنة 1999 إلى (88) بحث و(179) بحث خلال سنة 22001. وزيادة البحوث والدراسات حول هذه الظاهرة دليل واضح على أهمية هذا الموضوع وتأثيرها على العديد من المظاهر المناخية والبحرية لنصف الأرض الشمالي.

---

[1]Ibid., P.323.

2 David B. Stephenson, and others, The history of scientific research on the North Atlantic Oscillation, op. cit., P.9.

قياس ذبذبة شمالي الأطلسي(NAO):

تقاس ذبذبة شمالي الأطلسي من خلال فرق الضغط الجوي السطحي القياسي(Standard) بين محطة مناخية خاضعة لسيطرة المرتفع الازوري مثل (محطة Gibraltar أو محطة Lisbon أو محطة Ponta Delgada) وبين محطة مناخية خاضعة لسيطرة المنخفض الأيسلندي مثل (محطة Akureyri أو محطة Stykkisholmur) [1] ويكون القياس خلال الأشهر من (تشرين الثاني إلى آذار) أو (كانون الأول إلى شباط) [2] حيث تستخدم المعدلات الشهرية أو الموسمية أو السنوية [3]. ويمكن استخدام فترة أقصر أيضاً مثل (5) أيام أو حتى يوم واحد إلا أن استخدام الفترات القصيرة كالأيام لا يعطي نتائج دقيقة. أمّا في حالة استخدام بيانات الضغط الجوي لجميع محطات نصف الأرض الشمالي فإنه يمكن استخدام مقياس ليوم واحد [4].

ويتراوح فرق الضغط الجوي بين القيم السالبة والموجبة والتي تسمى الوجه الموجب لذبذبة شمالي الأطلسي positive phases of NAO والوجه السالب لذبذبة شمالي الأطلسي negative phases of the NAO. أذ يتم طرح قيمة الضغط الجوي السطحي القياسي(Standard) لمحطة خاضعة لسيطرة المرتفع الأزوري من قيمة الضغط الجوي السطحي القياسي(Standard) لمحطة خاضعة لسيطرة المنخفض الايسلندي فإذا كان الناتج قيم موجبة فذلك يمثل الحالة الموجبة لذبذبة شمالي الأطلسي، أمّا إذا كانت القيم سالبة فأن ذلك يمثل الحالة السالبة لذبذبة شمالي الأطلسي.

---

[1] http://www.oceannet.org/medag/reports/IACMST_reports/ch_weath/MCPreport_weath.htm#weath_sub0

[2] Heins Wanner, and Others, North Atlantic Oscillation-Concepts and Studies, Surveys in Geophysics 22, op. cit., P.357-358.

[3] http://www.oceannet.org/

[4] Heinz Wanner, and Others, North Atlantic Oscillation-Concepts and Studies, Surveys in Geophysics 22, op. cit., P.358.

التأثيرات المناخية والبحرية لذبذبة شمالي الأطلسي(NAO):

التغيرات التي تطرأ على ذبذبة شمالي الأطلسي (الموجبة والسالبة) تؤثر تأثيراً كبيراً على مجمل الأحوال المناخية والبحرية لمناطق واسعة من نصف الارض الشمالي. فخلال الوجه الموجب لذبذبة شمالي الأطلسي يزداد كل من المنخفض الايسلندي والمرتفع الأزوري قوة (بشكل غير اعتيادي) مما ينعكس ذلك على قوة الغربيات ناقلة الهواء الدافئ البحري فوق غالبية أوربا. بالمقابل فإن رياح شمالية قوية تحمل هواء بارد باتجاه كرينلند وشمال شرقي كندا خافضة بذلك درجة حرارة اليابسة ودرجة حرارة سطح البحر شمال غربي الأطلسي، مع حصول تغيرات في درجات الحرارة في شمالي أفريقيا والشرق الأوسط (الاتجاه نحو البرودة) [1]. بالإضافة إلى حصول انخفاض في التساقط ضمن كل من كرينلند والجزء القطبي من كندا وفي وسط وجنوبي أوربا واقليم البحر المتوسط وأجزاء من الشرق الأوسط. مع حصول زيادة في التساقط (فوق المعدل) ضمن النطاق الممتد من ايسلندا إلى الدول الاسكندنافية [2].

أمّا بالنسبة للوجه السالب لذبذبة شمالي الأطلسي فإن كل من المرتفع الأزوري والمنخفض الأيسلندي يتعرضان للضعف مما ينعكس ذلك على ضعف الغربيات مع هبوب رياح دافئة شمال كرينلند3. وبشكل عام تسود أحوال جوية ومناخية مغايرة للوجه الموجب أثناء سيادة الوجه السالب لذبذبة شمالي الأطلسي.

---

[1] James W. Hurrell, and Others, An overview of the North Atlantic Oscillation, op. cit., P.17.

[2] Nile Chr. Stenseth, and Others, Studying climate effects on ecology through the use of climate indices: The North Atlantic Oscillation, El Nino Southern Oscillation and beyond, The Royal Society of London : 270, 2003, P.3.

[3] F.J. Doblas-Reyes, V. Paran, D.B. Stephenson, The skill of multi-model seasonal forecasts of the winter time North Atlantic Oscillation, Journal of Climate Dynamics, Volume .21,Number 5-6, 2003, P.501.

ان السبب الرئيسي في حدوث هذه التغيرات المناخية الواسعة هو انه خلال الوجه الموجب لذبذبة شمالي الأطلسي يتعمق كل من المرتفع الازوري والمنخفض الأيسلندي بشكل كبير مما يؤدي الى قوة الغربيات السطحية وبالتالي يزداد التيار النفاث قوة لينحرف بشكل كبير شمالا ناقلا المنخفضات الجوية شمالا معه ، ينتج عن ذلك ارتفاع كميات التساقط في شمالي أوربا وانخفاضه في جنوبي أوربا والبحر المتوسط .أما خلال الوجه السالب لذبذبة شمالي الأطلسي يحدث ضعف في المرتفع الازوري والمنخفض الأيسلندي بشكل كبير مما يؤدي الى خمول الغربيات السطحية وبالتالي ينسحب التيار النفاث جنوبا ساحبا بذلك المنخفضات الجوية معه نحو جنوبي أوربا ، ينتج عن ذلك ارتفاع كميات التساقط في جنوبي أوربا وانخفاضه في شمالي أوربا1 .

هذه بعض التغيرات التي تنتج عن ذبذبة شمالي الأطلسي، إذ أثبتت العديد من الدراسات ان غالبية التغيرات التي حدثت ضمن العروض الوسطى والعليا لنصف الأرض الشمالي سواء على اليابسة أو الماء يعود سببها إلى ذبذبة شمالي الأطلسي. وبشكل عام يمكن إجمال هذه التغيرات كالآتي2:

1- الشتاءات المعتدلة فوق أوربا وآسيا، مقابل الشتاءات القاسية فوق شرقي كندا وشمال غربي الأطلسي.
2- التغيرات الإقليمية الواضحة في الأنماط المطرية الناتجة عن تقدم ثلاجات شمالي أوربا مقابل انسحاب الثلاجات الالبية.
3- التغيرات في الغطاءان الجليدية فوق بحار كل من لبرادور وكرينلند والقارة القطبية الشمالية.

---

1 David Cotton and other, European windstorms and the north Atlantic oscillation: impacts,characteristics.andpredictability,Hamilton,bermuda,1999.p.9.

2 Martin H. Visbeck, and Others, The North Atlantic Oscillation: Past, Present, and Future, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, Volume. 98, Number. 23 , 2001, P.12876.

4- الانخفاض الواضح في معدل الضغط الجوي لمستوى سطح البحر فوق القارة القطبية الشمالية والتغيرات الحاصلة في الخصائص الطبيعية Physical لمياه القطب الشمالي.

5- التغيرات في عملية انتقال المياه مابين بحر لبرادور وبحر كرينلند.

6- انخفاض درجة حرارة طبقة الستراتوسفير Stratospheric فوق القطب الشمالي مع انخفاض نسبة الأوزون الجوي هناك.

7- التغيرات في إنتاج الهائمات البحرية Zooplankton وتوزيع الجاميع السمكية، والتغيرات في طول مواسم النمو فوق أوربا.

وخلال السنوات الأخيرة ظهرت العديد من الدراسات التي ربطت بين ذبذبة شمالي الأطلسي وبين مظاهر عديدة مثل إنتاج القمح ورطوبة التربة والأمطار والأوزون الجوي وتغيرات درجة حرارة سطح البحر. وتوصلت هذه الدراسات إلى نتائج قوية جداً، أثبتت ان الذبذبات التي تطرأ على شمال الأطلسي تمثل المفتاح لفهم العديد من المظاهر المختلفة.

الاتجاهات السنوية في قيم ذبذبة شمالي الأطلسي(NAO):

استطاع الباحثون من تقدير قيم ذبذبة شمالي الأطلسي منذ حوالي القرن التاسع عشر، اعتماداً على دراسة حلقات الأشجار ومن خلال دراسة الرسوبيات الصخرية التي تعود إلى سنوات قديمة. وتمت عملية دمج بين هذه القيم مع القيم التي تم الحصول عليها بواسطة أجهزة قياس الضغط الجوي. واستطاع الباحثون من رسم أشكال بيانية توضح اتجاه ذبذبة شمالي الأطلسي منذسنة 1900م.

هناك اختلافات سنوية واضحة في ذبذبة شمالي الأطلسي كانت السبب في إحداث تغيرات مناخية واحيائية في نصف الارض الشمالي. أذ يتضح من خلال الشكل السابق ان الـ(NAO) شهدت قيم موجبة قوية منذ بداية القرن العشرين لغاية 1930 نتج عنها غربيات شديدة ودرجات حرارة فوق المعدل

شمالي الأطلسي وشمال غربي أوربا1.وخلال أوائل عـام 1940 لغايـة 1974 اتجهت قيم الـ(NAO) نحو الانخفاض نتج عنها غربيات ضعيفة على الأطلسـي ودرجات حرارة دون المعدل على قارة أوربا 2. وابتداءا من أواخر عـام 1970 لحد عام 2000 اتجهت قيم الـ(NAO) نحو الارتفاع .وبشكل عام يلاحـظ انـه خلال المائة عام الماضية تميزت قيم الـ(NAO) بفترتين بارزتين يفصل بينهما عام 1950 ، فقبل عام 1950 تميزت قيم الــ(NAO) بقـيم موجبـه ولكـن خـلال الفترة الثانية أي بعد عام 1950 اتجهت قيم الــ(NAO) نحـو الانخفـاض (قـيم سالبة) لغاية عام 1970 ثم قيم موجبة لغاية عام 2000 . ان الزيادة ابتداءً من عام 1970 فسرت على أساس النشاطات البشرية المتزايدة خلال هذه الفترة.3.

ومن المهم أن ندرك ان الـتغيرات الـسنوية الـتي أصـابت ذبذبـة شمـالي الأطلسي يمكن تفسيرها من خلال التأثيرات البشـرية علـى المنـاخ ومـن خـلال التغيرات الطبيعية التي يتعرض لها المناخ [4] ايضا.

ظاهرة الركود الهوائي (Col Area):

الركود منطقة ضغطية تتشكل بين ارتفاعين جويين متقابلين ومنخفضـين جويين متقابلين وباتجاهين متعامدين تقريبا، حيث يتحدد مركز الركود عند نقطـة تقاطع خط اخدودي وخط انبعاجي [5]. والمنطقة المركزية من الركود لا يمـر فيهـا أي خط من خطوط الضغط المتساوي الا ان الخطوط الضغطية تحيط فقط بمركـز

---

1 http://www.met.rdg.ac.uk/cag/publications/2002/erca2002.pdf

[2] Ibid.

[3] David B. Stephenson, Valentina Pavan, Roxana Bojaria, is the North Atlantic Oscillation a random walk, International Journal of Climatology, Vol.20, Royal Meteorological Society, 2000, P.3.

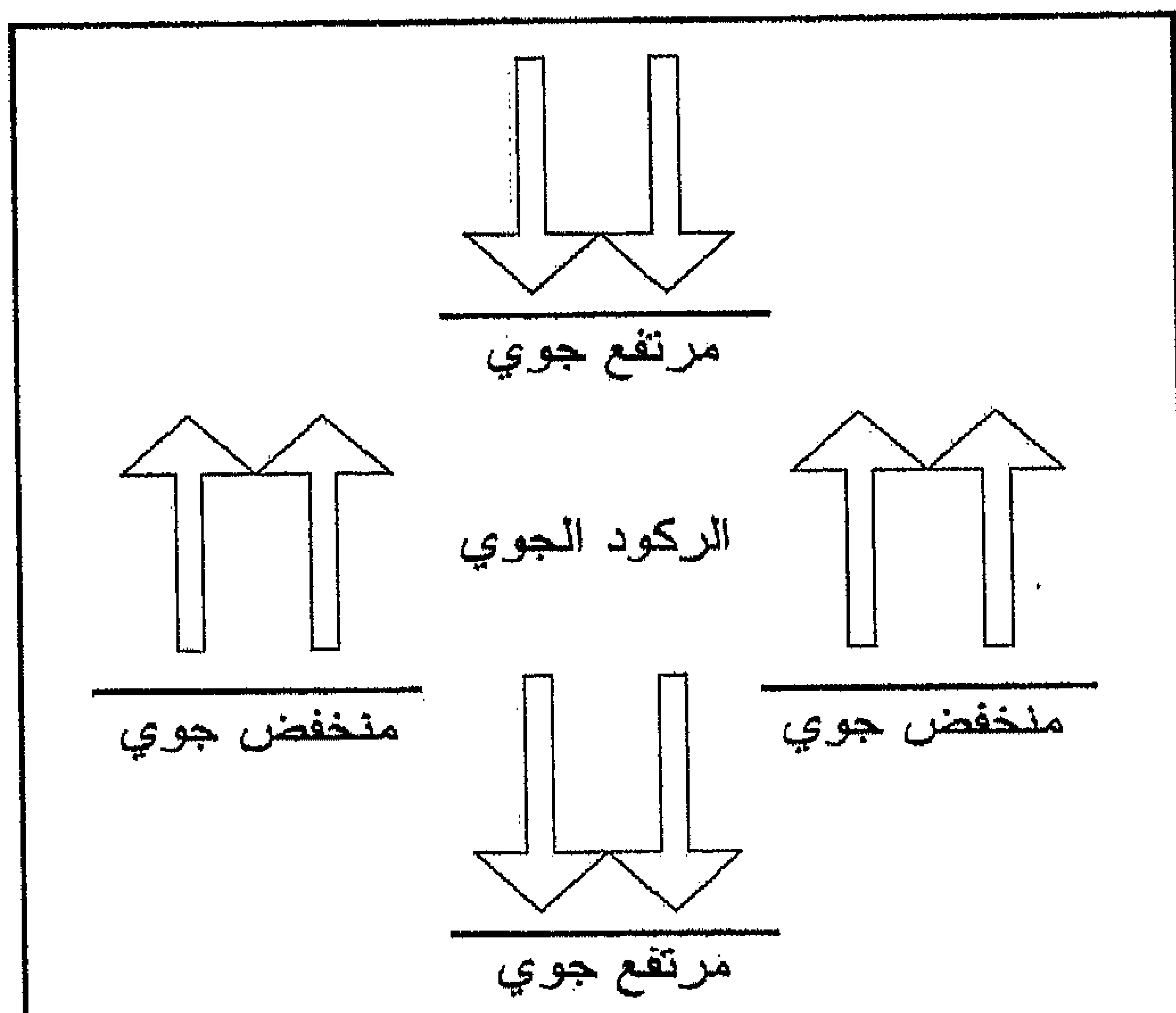
[4] Timothy J. Osborn, The winter North Atlantic Oscillation: roles of internal variability and greenhouse gas forcing, exchanges, No.25, September, 2002, P.1.

[5] حازم توفيق العاني، ماجد السيد ولي محمد، خرائط الطقس والتنبؤ الجوي، مصدر سابق، ص74-75.

الركود ومن دون ان تمر فيها. ويتألف الركود من خمسة اقسام مترابطة، فالقسم الاول يتمثل في المركز والقسم الثاني والثالث يتمثل في المرتفعين المتقابلين والقسم الرابع والخامس يتمثل في المنخفضين المتقابلين.

ولا يشترط ان تكون المرتفعات الجوية المتقابلة داخل الركود الهوائي ان تكون من نوع واحد فاحيانا يتقابل مرتفع بارد (المرتفع السيبيري) مع مرتفع دافئ (المرتفع شبه المداري) ونفس الحال مع المنخفضات اذ من الممكن ان يتقابل منخفض جبهوي مع منخفض حراري وبشكل عام كلما كانت المنظومات المكونة للركود الهوائي ذات انواع مختلفة كلما كان عمر الركود اقصر مقارنة بالركود المتكون من انواع متشابهة من المنخفضات الجوية او انواع متشابهة من المرتفعات الجوية.

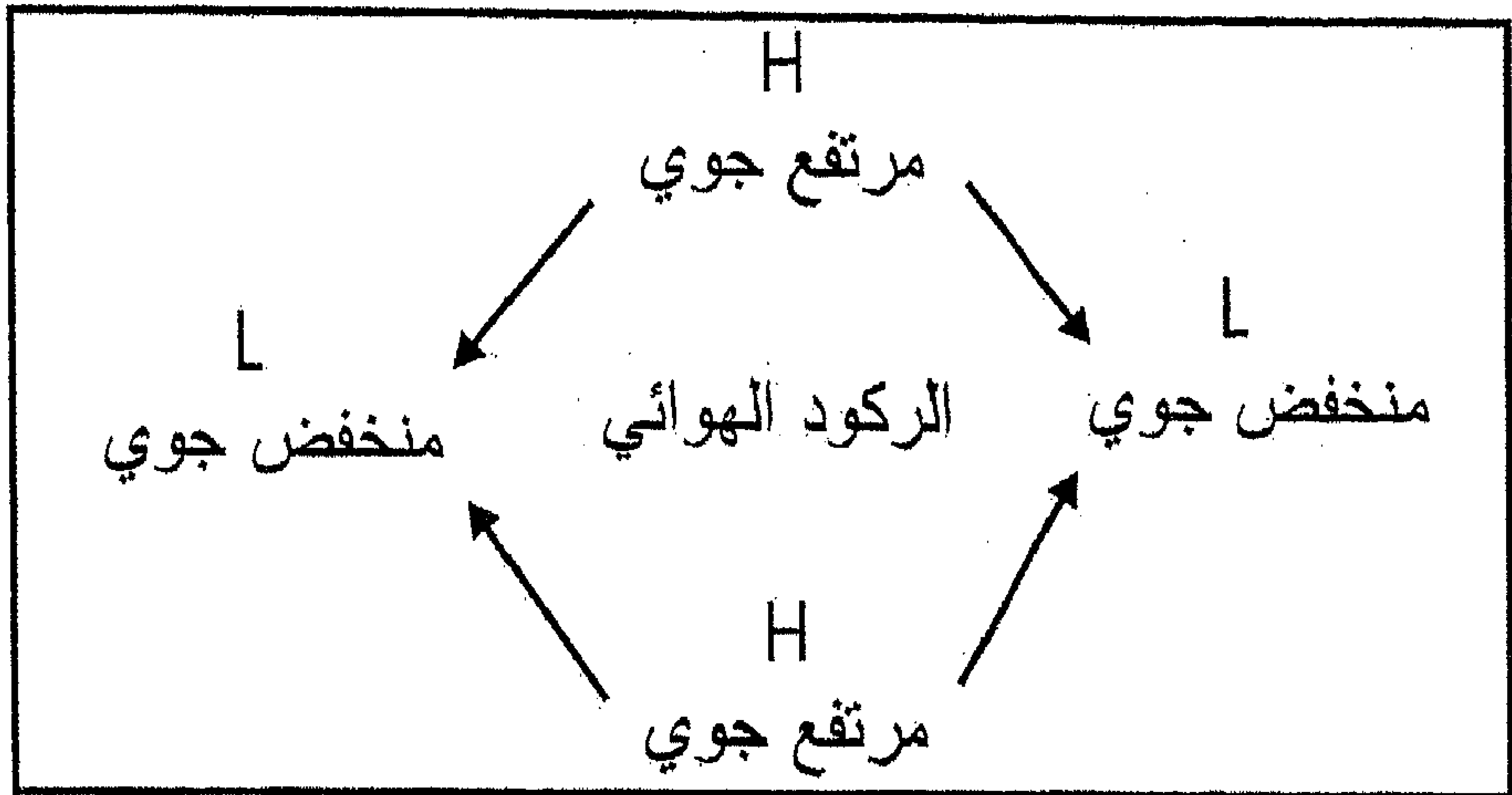
والشكل (78) يمثل مقطع جانبي للركود الهوائي فمناطق الضغط العالي تتميز بتيارات هابطة ومناطق الضغط الواطئ تتميز بتيارات صاعدة.



شكل (78)

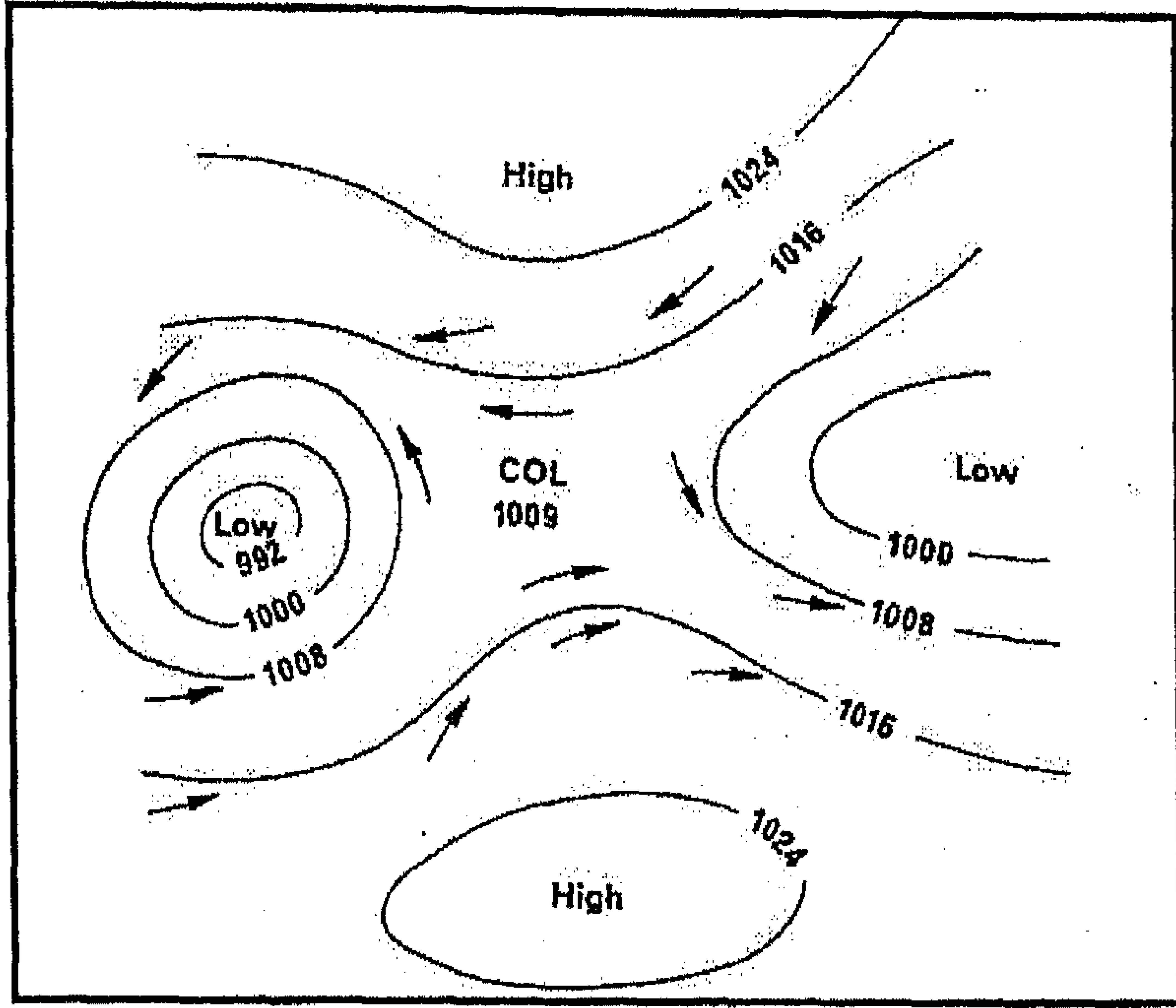
مقطع جانبي للركود الهوائي

اهم ما يميز الركود الهوائي هو ظاهرة سكون الهواء واحيانا تكون الرياح خفيفة داخلها ويعود سبب ركود الهواء داخلها الى وجود المنخفضين المتقابلين اللذان يعملان على سحب الرياح القادمة من المرتفعين المتقابلين نحوهما مما لا يسمح بتوغل الرياح نحو مركز الركود لاحظ الشكل (79) و(80) و(81).



شكل (79)

مقطع رأسي للركود الهوائي



شكل (81)

ركود هوائي.

المصدر:

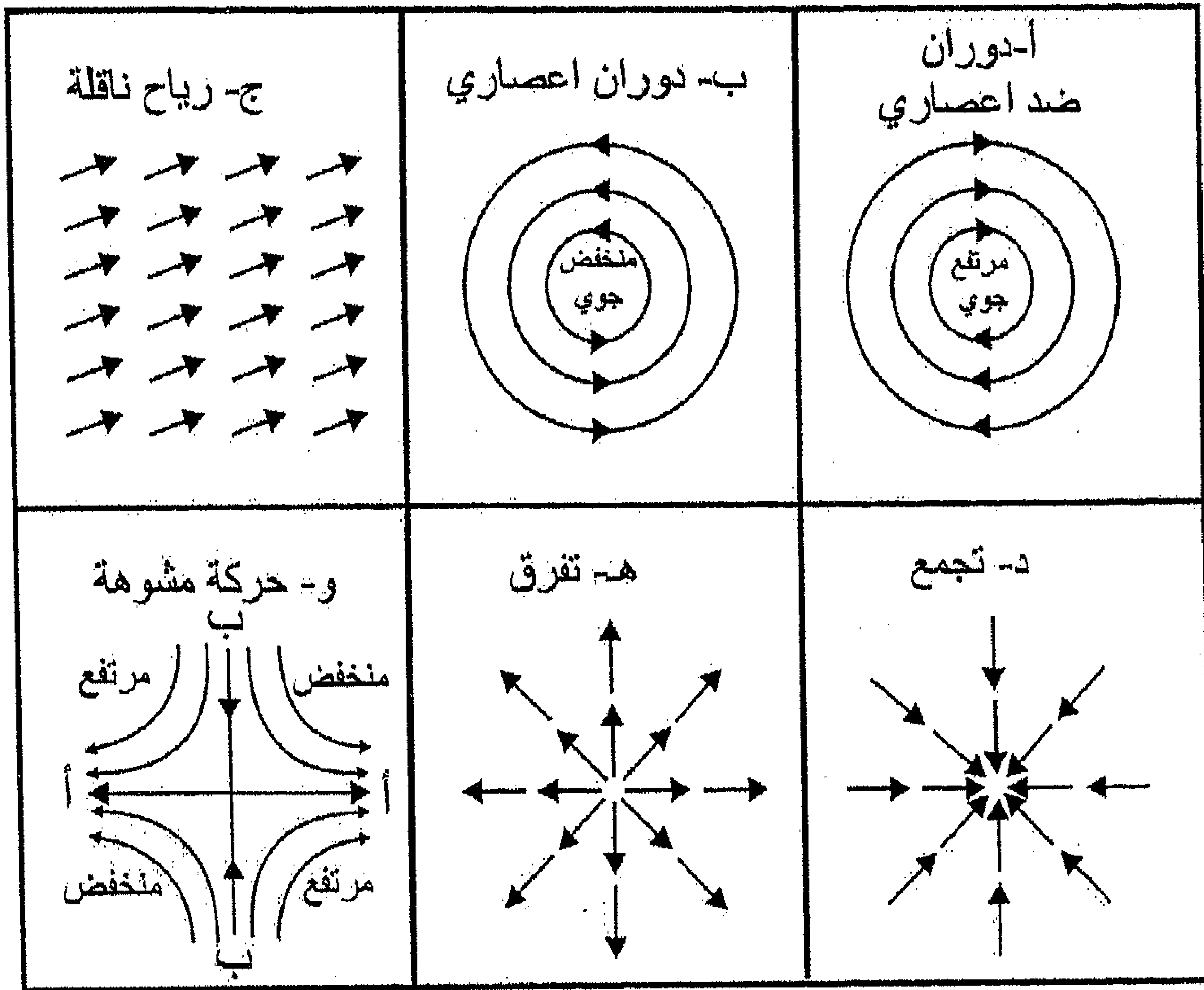
Charles W. Roberts, Meteorology, op. cit., p.10

دور الركود الهوائي في نشوء الجبهات الهوائية:

ومن اجل فهم طبيعة دور الركود الهوائيفي نشوء الجبهات الهوائية سنوضح طبيعة حركات الرياح المختلفة داخل المنظومات الضغطية. فحركة الرياح داخل المنظومات الضغطية تقسم الى الانواع الاتية [1]، الشكل (82):

1. حركة الرياح الناقلة (Translation) والتي تتمثل في الرياح الهابة بين خطوط الضغط المستقيمة ذات المسافات المتساوية بين خط وآخر.
2. حركة الرياح الدائرية (Rotational) والتي تتمثل في الرياح المنحدرة حول مراكز المرتفعات والمنخفضات الجوية.
3. حركة الرياح والتي تعرف بالمتقلصة أوالمتوسعة والتي لا تتمثل في أي شكل من اشكال خطوط الضغط المتساوي، وهذه الحركة تتمثل في تجمع الهواء (Convergence) داخل المنخفضات الجوية، وتفرق الهواء (Divergence) داخل المرتفعات الجوية.
4. حركة الرياح داخل الركود الهوائي والتي تتمثل في الحركة المشوهة (Deformation) للرياح والمتكونة نتيجة تقابل منخفضين جويين متقابلين ومرتفعين جويين متقابلين حيث تهب الرياح على جانبي الركود الهوائي ولا تصل الى مركز الركود الهوائي.

[1] Sverre Petterssen, Introduction to Meteorology, op. cit., P.211-212.



شكل (82)

الانواع المختلفة لحركة الرياح

المصدر:

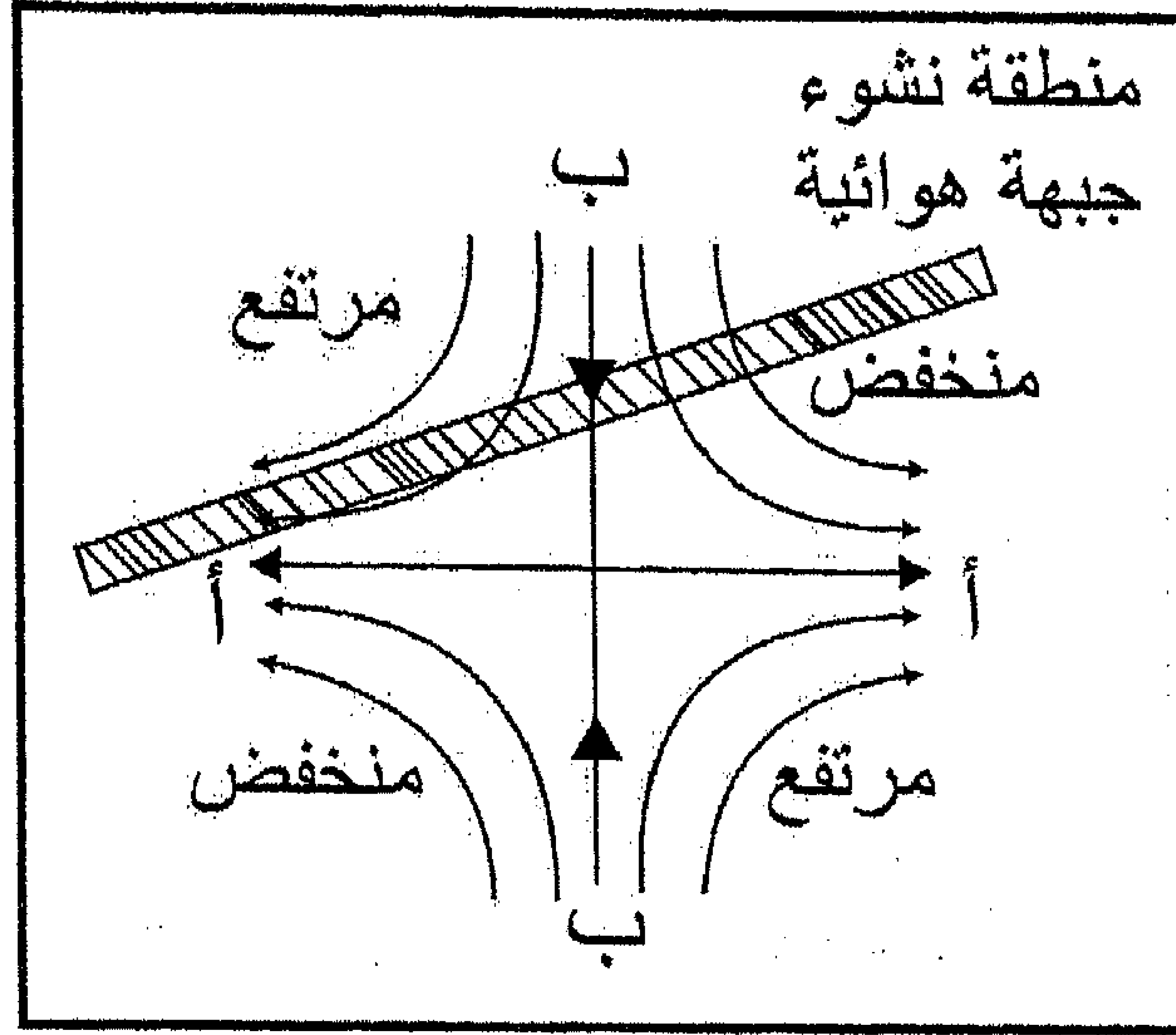
Sverre Petterssen, Introduction to Meteorology, op. cit., P.211.

من اجل فهم عملية تكون الجبهات الهوائية سنتخيل ان خطوط الحرارة المتساوية (Isotherms) مركبة على حركات الرياح كما في الشكل (82)، ونفترض ان الهواء ليس باردا ولا دافئا وبالتالي فأن شكل خطوط الحرارة المتساوية ستتغير فقط بتأثير حركة الرياح.

بالنسبة للحالة الاولى (حركة الرياح الناقلة) فأنه من غير الممكن تغير المسافة بين خطوط الحرارة المتساوية لأن جميعها ستتحرك بنفس السرعة، ونفس الحال بالنسبة لحركة الرياح الدائرية التي لا تستطيع ان تغير او تعدل المسافات بين خطوط الحرارة المتساوية لانها جميعها ستدور بصورة متساوية.

ولكن اذا ما ركبت خطوط الحرارة المتساوية على حركة الرياح داخل الركود الهوائي فأننا سنجد حصول تغير في المسافات بين خطوط الحرارة المتساوية.

فأذا كانت خطوط الحرارة المتساوية موازية بصورة كبيرة او قليلة للمحور (ب ب) كما في الشكل (83) لذلك فانها ستتعرض الى التفرق وبالتالي سيكون الهواء اكثر انتظاما. ولكن من جانب آخر اذا كانت خطوط الحرارة المتساوية موازية بشكل كبير او صغير على جانبي المحور (أ أ) عند ذلك فأن خطوط الحرارة المتساوية سوف تتجه لمحو ذلك المحور وبمرور الوقت فأن عدد كبير من خطوط الحرارة المتساوية سوف تحتشد (Crowd together) معا مما يؤدي الى نشوء منطقة انقطاع حراري (A Discontinuity of Temperature) وهذا ما يطلق عليه بمناطق نشوء الجبهات الهوائية (Frontogenesis) وعلى ذلك فأن المحور (أ أ) داخل الركود الهوائي يطلق عليه محور التمدد (Axis of Dilatation) ويطلق عل المحور (ب ب) اسم محور التقلص (Axis of Contraction).



شكل (83)

منطقة نشوء الجبهات الهوائية داخل الركود الهوائي

المصدر:

Sverre Petterssen, Introduction to Meteorology op. cit., P.212.

المصادر:

القرآن الكريم

1. آغا، شاهر جمال، علم المناخ والمياه، الجزء الأول (علم المناخ)، المطبعة الجديدة، دمشق، 1977-1978.
2. بلاك، ب.ج. ريتا، موجز محاضرات لتدريب العاملين في الأرصاد الجوية من الفئة الرابعة، ترجمة الهيئة المصرية العامة للأرصاد الجوية، المنظمة العالمية للأرصاد الجوية، المجلد الثاني- الأرصاد الجوية، القاهرة، (بلا تاريخ).
3. حديد، احمد سعيد، فاضل باقر الحسني، علم المناخ، وزارة التعليم العالي والبحث العلمي، كلية التربية، العراق.
4. حميدة، عبد الرحمن، علم المناخ، مطبعة جامعة دمشق، 1968-1969.
5. الدزيي، سالار علي خضر، التحليل العملي لمناخ العراق، الطبعة الاولى، دار الفراهيدي، العراق، 2010.
6. الدزيي، سالار علي خضر، عوائل المنخفضات الجبهوية مفهومها وتأثيراتها الطقسية، مجلة كلية الآداب، العدد 78، 2007.
7. دوكر، ج.م.، الخلاصة الوافية لمحاضرات مدونة في الأرصاد البحرية، ترجمة: أ.ك. طهبوب، الطبعة الثانية، المنظمة العالمية للأرصاد الجوية، رقم 434، جنيف- سويسرا، 1995.
8. السامرائي، قصي عبد المجيد، ظاهرة النينو المناخية، مجلة الآداب، جامعة بغداد، العدد (45)، 1999.
9. السامرائي، قصي عبد المجيد، مبادئ الطقس والمناخ، دار اليازوري العلمية للنشر والتوزيع، عمان-الأردن، 2008.
10. الشاعر، جهاد، النينو- اللانينا- وتاثيراتهما في تباين المناخ العالمي، مجلة جامعة دمشق، المجلد 20، العدد (3+4)، لسنة 2004.

11. شحادة، نعمان، الجغرافية المناخية (علم المناخ)، الطبعة الاولى، دار القلم للنشر والتوزيع، الامارات العربية، دبي، 1988.
12. شحادة، نعمان، علم المناخ، الطبعة الثانية، الجامعة الاردنية، الاردن، 1983.
13. العاني، حازم توفيق، ماجد السيد ولي محمد، خرائط الطقس والتنبؤ الجوي، مطبعة جامعة البصرة، العراق، 1985.
14. علي، حليمي عبد القادر، مدخل في الجغرافية المناخية والحيوية، ديوان المطبوعات الجامعية، الجزائر، 1981.
15. غانم، احمد، الجغرافية المناخية، الطبعة الثانية، دار المسيرة، عمان- الاردن، 2007.
16. الفتلاوي، نعمه محسن، الانواء التحليلية، دار الفراهيدي للنشر والتوزيع، بغداد، العراق، 2013.
17. المشرقي، عيسى مصطفى، الاوزون الستراتوسفيري، منشورات وزارة الثقافة في الجمهورية العربية السورية، دمشق، 2005.
18. ملر، أوستن، علم المناخ، ترجمة: محمد متولي، القسم الاول، مطبعة لجنة البيان العربي، 1958.
19. موسى، علي حسن، اساسيات علم المناخ، دار الفكر ، دمشق، سورية، 2004.
20. موسى، علي حسن، العواصف والأعاصير، دار الفكر المعاصر، دمشق-سورية 1989.
21. موسى، علي حسن، المعجم الجغرافي المناخي، الطبعة الأولى، دار الفكر للطباعة والتوزيع والنشر، دمشق، 1986.
22. موسى، علي حسن، المناخ والارصاد الجوية، منشورات جامعة دمشق، 2002-2003.
23. موسى، علي حسن، النينو، الطبعة الاولى، دار الفكر بدمشق، نيسان 2000

24. موسى، علي حسن، موسوعة الطقس والمناخ، الطبعة الأولى، نور للطباعة والنشر والتوزيع، سوريا، 2006.
25. النطاح، محمد احمد، الارصاد الجوية -الجزء الاول-، االطبعة الاولى، لدار الجماهيرية للنشر والتوزيع والاعلان، ليبيا، 1990.
26. A. John. Day, The Science of Weather, Addison-wesley publishing company, London, 1966.
27. Anthes. Richard A., John J. Cahir, Alistair B. Fraser, Hans A. Panofsky, The Atmosphere, third edition, Charles E. Merrill publishing Company, U. S. A., 1980.
28. Barry. R. G., R.J. Chorley, Atmosphere, Weather and Climate, Second Edition, Printed in Bulter & Tanner Ltd, Britain, 1972.
29. Businger. Steven, Jong-Jin Bank, An Arctic Hurricane Over The Bering Sea, Monthly Weather Review, American Meteorology Society, September, Volume 119, 1991.
30. Chang. Jen-Hu, Atmospheric Circulation Systems and Climates, First Published, the Oriental Publishing Company, Honolulu, Hawaii, USA, 1972.
31. Cotton. David and other, European windstorms and the north Atlantic oscillation: impacts,characteristics.andpredictability,Hamilton,bermuda,1999.
32. Cronin. T.M., and Others, Multiproxy evidence of Holocene climate variability from estuarine sediments, eastern North America, PALEOCEANOGRAPHY, American Geophysical Union, Vol. 20, 2005.
33. Geddes. A. E. M., Meteorology; An Introductory Treatise, lightning Source UK Ltd, 2009.
34. Gentilli. J., Sun, Climate and Life, Advanced Geography Series, Printed In Hong Kong, 1971.

35. Giles. B. D., Extremely High Atmospheric Pressures, Weather, Royal Meteorological Society, Vol. 25, No. 1, January 1970.
36. Glossary of Meteorology, publishing by American Meteorological Society, second edition, 2000.
37. Gordon. Adrian, and other, Dynamic Meteorology: A basic course. First published, printed by J W Arrowsmith, Bristol, Britain, 1998.
38. Horrocks. N. K., Physical Geography and Climatology, third edition, printed in Hong Kong, 1981.
39. Horrocks. N.K., Physical Geography and Climatology, Third Edition, Printed in Hong Kong, 1981.
40. http://En.Wikipedia.Org/Wiki/Subtropical_Cyclone.
41. http://weatherfaqs.org.uk/node/98.
42. http://www.answers.com/topic/francis-galton.
43. http://www.bom.gov.au/climate/glossary/soi.shtml.
44. http://www.britannica.com/EBchecked/topic/10749/air-mass.
45. http://www.met.rdg.ac.uk/cag/publications/2002/erca2002.pdf.
46. http://www.oceannet.org/medag/reports/IACMST_reports/ch_weath/MCPreport_weath.htm#weath_sub0
47. http://www.srh.noaa.gov/jetstream//tropics/itcz.htm.
48. http://www.stormtrack.org/forum/archive/index.php/t-18139.html.
49. http://www.weatherzone.com.au/climate/indicator_enso.jsp?c=nino34.
50. http://www.weatherzone.com.au/climate/indicator_enso.jsp?c=nino34.
51. Hu. Y., Q. Fu, Observed Poleward Expansion of The Hadley Circulation Since 1979, Atmospheric Chemistry And Physics Discussions, Published: 2 July 2007.

52. Hubert. L. F., A. F. Krueger, and J. S. Winston, The double intertropical convergence zone - fact or fiction, Journal of Atmosphere. Science. 26, 1969.
53. Hurrell. James W., and Others, An overview of the North Atlantic Oscillation, Geophysical Monograph Series, 134, American Geophysical Union, Printed in the United States of America.2003.
54. Jr. Roger Pielke, Roger Pielke Sr, Storms, Volume (1), first published by Routledge, Britain, 2000.
55. Linacre. Edward, Bart Geerts, Climates and Weather Explained, first published by Routledge, Britain, 1997.
56. Lutgens. Frederick k., Edward j. Tarbuck, The Atmosphere An Introduction to Meteorology, prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1979.
57. Lutgens. Frederick k., Edward j. Tarbuck, The Atmosphere An Introduction to Meteorology, tenth edition, pearson prentice hall, U.S.A., 2007.
58. McIntyre. D. P., The Canadian 3-Front, 3-Jet Stream, Model, Geophysica, Geophysical Society of Finland, Helsinki, Vol.6, No: 3-4 Meteorology, 1959.
59. Neiburger. Morris, James G., Edinger, William D. Bonner, Understanding our Atmospheric Environment, W.H. Freeman and Company, San Francisco, U. S. A.
60. Ocean Prediction Center (www.opc.ncep.noaa.qov).
61. Osborn. Timothy J., The winter North Atlantic Oscillation: roles of internal variability and greenhouse gas forcing, exchanges, No.25, September, 2002.
62. Otkin Jason A., Jonathan E. Martin, A Synoptic Climatology Of The Subtropical Kona Storm, Monthly Weather Review, American Meteorological Society, Volume 132, June 2004.

63. Oxford Aviation Training, Joint Aviation Authorities Airline Transport Pilot's Licence Theoretical Manual, First Edition, Second Impression, United Kingdom, 2001.
64. Peter. L., Weatherwise the Technique of Weather Study, pergamon Press, New York, 1964.
65. Peterson. Andrew, Jian Lu, Richard J. Greatbatch, Evidence of nonlinear dynamics in the eastward shift of the NAO, Geophysical Research Letters, American Geophysical Union, Vol.30, No.2, 2003.
66. Petterssen. Sverre, Introduction to Meteorology, Second Edition, McGraw-Hill Book Company, Ink, 1958.
67. Philander. S. George, Encyclopedia of Global Warming, Volumes 1 – 3, Sage Publications, Inc., 2008.
68. Pick. W. H., B.Sc., F. Inst. P, A Short Course in Elementary Meteorology, Fifth Edition, printed and published by his Majesty's Stationary Office, London, 1941.
69. Ramage. C. S., The Subtropical Cyclone, Journal Of Geophysical Research, Vol 67, No. 4, April 1962.
70. Reyes. F.J. Doblas-, V. Paran, D.B. Stephenson, The skill of multi-model seasonal forecasts of the winter time North Atlantic Oscillation, Journal of Climate Dynamics, Volume .21,Number 5-6, 2003.
71. Riley. Denis, Lewis Spolton, World Weather and Climate, Cambridge University Press, First Published, Britain.
72. Roberts. Charles W., Meteorology, First edition, printed by Thomas Reed and Company Limited, Britain, 1971.
73. Rumny. George R., Climatology and the World's Climates, First Printing, The Macmillan Company, New York, Printed in U. S. A., 1968.

74. Schneider. Steven H., Encyclopedia Of Climate And Weather, Volume 1, Oxford University Press, Printed In U.S.A, 1996.
75. Seidel. Dian j., qiang fu, William j. randel, thowas j. reichler, widening of the tropical belt in a changing climate, nature geoscience 1, 2008.
76. Simpson. R. H.: Evolution of The Kona Storm: A Subtropical Cyclone. Journal of Meteorology, 1952.
77. Spiegel, H. J.Gruber, A. From Weather Vanes to Satellites, John Wiley & Sons, New York, 1983.
78. Stenseth. Nile Chr., and Others, Studying climate effects on ecology through the use of climate indices: The North Atlantic Oscillation, El Nino Southern Oscillation and beyond, The Royal Society of London : 270, 2003.
79. Stephenson. David B., and Others, The history of scientific research on the North Atlantic Oscillation, Geophysical Monograph 134, American Geophysical Union, Printed in the United States of America.2003.
80. Stephenson. David B., Valentina Pavan, Roxana Bojaria, is the North Atlantic Oscillation a random walk, International Journal of Climatology, Vol.20, Royal Meteorological Society, 2000.
81. Strahler. Alan, Arthur Strahler, Physical Geography, third edition, John Wiley & Sons, Inc, printed in U.S.A, 2003.
82. Stubbs. M. W., An Unusually Large Fall of Pressure, Weather, Published by Royal Meteorological Society, Vol. 30, No.3, March 1975.
83. Sutcliffe. R.C., the Formation of New Anticyclones, The Meteorological Magazine, Meteorological Office, London, Vol.82, No.972, June 1953.
84. Trewartha. Glenn.T., An Introduction to climate, third edition, McGraw-Hill book company, INC., U.S.A., 1954.
85. Unified Surface Analysis Manual, Hydrometeorolgical Prediction Center, Ocean

Prediction Center, Tropical Prediction Center, Honolulu Forecast Office, December 14, 2006.
86. Visbeck. Martin H., and Others, The North Atlantic Oscillation: Past, Present, and Future, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, Volume. 98, Number. 23, 2001.
87. Wanner. Heinz, and Others, North Atlantic Oscillation-Concepts and Studies, Surveys in Geophysics 22, Kluwer Academic Publishers, Printed in the Netherlands, 2001.
88. Watts. Alan, Weather Forecasting (Ashore and Afloat), Adlard Coles Limited, London, 1967.
89. Wen-Lan. Wang, Wang Yuan, Wu Rong-Sheng, A New View On The Ferrel Cell, Chinese Journal Of Geophysics Vol.48, No.3, 2005.
90. William Donn L., Meteorology, Fourth edition, McGraw-Hill Book Company, USA, 1975.
91. Zhang. Xuehong, Wuyin Lin, and Minghua Zhang, Toward understanding the double Intertropical Convergence Zone, pathology in coupled ocean-atmosphere general circulation models, Journal of Geophsical Research, Vol. 112, D12102, 2007.



دار الراية للنشر والتوزيع
DAR AL RAYA For Publication & Distribution

عمان - الأردن TEL: 00962 6 5338656
E mail: dar_alraya@yahoo.com



دار الراية للنشر والتوزيع
DAR AL RAYA For Publication & Distribution
عمان - الأردن TEL: 00962 6 5338656
E mail: dar_alraya@yahoo.com

مفاهيم
علم المناخ الشمولي
ونظرياته



دار الراية للنشر والتوزيع
DAR AL RAYA For Publication & Distribution

TEL: 00962 6 5338656 عمان - الأردن
E mail: dar_alraya@yahoo.com

